

РФФИ

Материалы Всероссийской конференции с международным участием Петрология магматических и метаморфических комплексов

Выпуск 9



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ПРАВИТЕЛЬСТВО РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ





Петрология магматических и метаморфических комплексов

Выпуск 9

Материалы IX Всероссийской конференции с международным участием

28 ноября – 2 декабря 2017 года

Томск 2017

УДК 551.24 ББК 26.303

Петрология магматических и метаморфических коплексов. Вып. 9. Материалы IX Всероссийской петрографической конференции с международным участием. – Томск: Изд-во Томского ЦНТИ. 2017. – 475 с.

В сборнике представлены материалы 9-й научной конференции по проблемам генезиса, моделирования условий формирования, структурной организации и минерагении магматических и метаморфических комплексов. Рассмотрены вопросы их геохронологической корреляции и формационной типизации.

Для специалистов в области петрографии, геологической съемки и прогноза месторождений полезных ископаемых.

Редакционная коллегия: Эрнст Р.Э., Кузьмин М.И., Врублевский В.В., Гуттиерез-Алонсо Г., Крук Н.Н., Цыганков А.А., Тишин П.А., Гертнер И.Ф.,. Краснова Т.С., Владимиров А.Г., Вологдина И.В., Чернышов А.И.

Технические редакторы – Гертнер И.Ф., Дугарова Н.А. Оригинал-макет – А. Бакшаева

Кафедра петрографии Томского государственного университета

Petrology of magmatic and metamorphic complexes. Issue 9 Pceeding of science meeting. – Tomsk: Tomsk CSTI Publishing house. 2017. – 475 p.

The collection includes reports from the 9th science meeting according petrology of magmatic a metamorphic rocks and their metallogeny and structural construction. Questions of their correlation and formation type are discussed.

The book is interesting for specialists in the field of petrography and geological survey and proposal of ore deposits.

Scientific editors: R.E. Ernst, M.I. Kus'min, V.V. Vrublevskii, G. Gutierrez-Alonso, N.N. Kruk, A.A. Tsygankov, P.A. Tishin, I.F.Gertner, T.S. Krasnova, A.G. Vladimirov, I.V. Vologdina, A.I. Chernyshov.

Tecknical editors – I.F. Gertner, N.A. Dugarova. Original design – A. Bakshaeva

Petrography department of Tomsk State University

ISBN 978-5-89702-432-2

СОДЕРЖАНИЕ

Chamberlain K., Kilian T., Bleeker W., Evans D., Ernst R.E., Bekker A. PALEORECONSTRUCTIONS OF WYOMING AND SUPERIOR CRATONS FROM 2.70 TO 1.72 GA WITH IMPLICATIONS FOR ARCHEAN-PROTEROZOIC SUPERCONTINENTS AND THE CIRCA 2.45-2.35 GA GREAT OXIDATION EVENT	9
Cottle J. M. FRONTIERS IN LASER ABLATION PETROCHRONOLOGY	
Ernst R.E., Jowitt S.M., Blanchard J.A., Liikane, D. LARGE IGNEOUS PROVINCES AND THEIR MAFIC-ULTRAMAFIC INTRUSIONS	11
Ernst R.E., Cherkasov S.V., Babayants P.S. USING HIGH RESOLUTION AEROMAGNETIC DATA TO MAP DISTRIBUTIONS OF MAFIC DYKE SWARMS IN RUSSIA	
Lu Guimei, Wang Wang, Ernst R.E. PALEO-MESOPROTEROZOIC INTRAPLATE MAFIC MAGMATISM IN SOUTHWESTERN YANGTZE BLOCK OF SOUTH CHINA: IMPLICATIONS FOR PALEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTION	
López-Carmona A., Gutiérrez-Alonso G., Floor P., Arps C.E.S., Kriegsman L., Gill A. TEXTURAL EVOLUTION AND P–T RELATIONS IN ECLOGITE TO RETROECLOGITE TRANSITION: A CASE STUDY FROM THE NW IBERIAN MASSIF	
López-Carmona A., Gutiérrez-Alonso G., Tishin P.A. Gertner I.F. THERMODYNAMIC MODELLING OF METAMORPHIC PROCESSES: STATE OF THE ART IN PSEUDOSECTION APPROACH	17
Gutiérrez-Alonso G., López-Carmona A., García Acera G., Martín Garro J., Fernández-Suárez J., Gärtner A., Hofmann M. EPISODIC MELTING AND MAGMATIC RECYCLING ALONG 50 MA IN THE VARISCAN BELT LINKED TO THE OROGENIC EVOLUTION IN NW IBERIA	
Ni Nina, Chen Ninghua, Ernst R.E. SEMI-AUTOMATIC EXTRACTION AND MAPPING OF DYKE SWARMS BASED ON MULTI-RESOLUTION REMOTE SENSING IMAGES: APPLIED TO THE KULUKTAGE BLOCK IN THE NORTHEASTERN TARIM CRATON	
Samson C. MAGNETIC GEOPHYSICAL SURVEYING USING ROBOTIC VEHICLES: AN OVERVIEW OF RECENT ADVANCES	
Xia Ying, Ernst R.E., Zhu Di-Cheng. WHY INTERMEDIATE ROCKS ARE RARE IN LIPS	
Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Травин А.В., Мурзинцев Н.Г., Смирнов С.З., Соколова Е.Н., Ойцева Т.А. ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ И ОЦЕНКА ДЛИТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КАЛГУТИНСКОЙ МОЛИБДЕН-ВОЛЬФРАМОВОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ, РОССИЯ)	
Арбузов С.И., Ильенок С.С., Вергунов А.В., Шалдыбин М.В., Соболенко В.М., Некрасов П.Е. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИДЕНТИФИКАЦИЯ ПРОДУКТОВ ЭКСПЛОЗИВНОГО ВУЛКАНИЗМА В УГЛЯХ МИНУСИНСКОГО БАССЕЙНА	
Бабинцев Н.А., Чернышов А.И. ПЛАТИНОНОСНЫЕ ПИКРИТЫ СЕВЕРО-ЗАПАДА КАНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)	
Борисенко И.Д., Прокопьев И.Р., Борисенко А.С. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОДГОЛЕЧНОЕ (ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)	
Бубнов С.Н., Докучаев А.Я., Гольцман Ю.В., Олейникова Т.И., Грибоедова И.Г. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИТОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВАРДЕНИССКОЙ НЕОВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА	50
<i>Бухарова О.В., Сугоракова А.М., Чаяна О.К., Хертек А.К.</i> МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ЗОНЫ КОНТАКТА ШИВЕЙСКОГО ЩЕЛОЧНОГО ГРАНИТ-КВАРЦЕВОСИЕНИТОВОГО И ЧАДАЛСКОГО ГАББРОИДНОГО МАССИВОВ (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)	53
Вельдемар А.А., Вовна Г.М. ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ: ГЕОХИМИЯ, ВОЗРАСТ И ТИПИЗАЦИЯ	60
Вишневский А.В, Рахимов И.Р., Савельев Д.Е., Владимиров А.Г. ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ ЭПГ, АG, РВ И ВІ ВО ВКРАПЛЕННЫХ СУЛЬФИДНЫХ РУДАХ ХУДОЛАЗОВСКОГО ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОГО КОМПЛЕКСА (Ю. УРАЛ), ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ	

Владимиров В.Г. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР МАГМАТИЧЕСКОГО МИНГЛИНГА В КОМБИНИРОВАННЫХ ГАББРОГРАНИТНЫХ ДАЙКАХ	67
Владимиров В.Г., Яковлев В.А., Кармышева И.В., Куйбида Я.В., Семенова Д.В. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ВОЗРАСТ, ОБСТАНОВКИ ВНЕДРЕНИЯ И СТАНОВЛЕНИЯ КОМБИНИРОВАННЫХ ДАЕК ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЮВ ТУВА)	
<i>Вовна Г.М., Мишкин М.А.</i> МЕТОДИКА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ИСХОДНЫХ ПРОТОЛИТОВ МЕТАМАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД НА ПРИМЕРЕ ГРАНУЛИТОВ НИМНЫРСКОГО БЛОКА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)	
Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Хлестов В.В., Травин А.В., Михеев Е.И., Руднев С.Н. UHT МЕТАМОРФИЗМ ГРАНУЛИТОВ МЫСА КАЛТЫГЕЙ, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ: ПСЕВДОСЕКЦИИ И U-PB (SHRIMP) ВОЗРАСТ	
Волынец А.О., Певзнер М.М., Толстых М.Л., Бабанский А.Д. ВУЛКАНИЗМ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ В НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ	
Волынец А.О., Мельников Д.В. БАЗА ДАННЫХ ПО ГЕОХИМИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ	
Врублевский В.В., Морова А.А., Бухарова О.В., Коноваленко С.И. ГЕНЕЗИС ПОРОД ИЗ «СЕМЕЙСТВА» КАРБОНАТИТОВ В МАТЧАЙСКОМ ЩЕЛОЧНОМ ПЛУТОНЕ ТУРКЕСТАНО-АЛАЙСКОГО ХРЕБТА, КЫРГЫЗСКИЙ ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ	
Гертнер И.Ф. ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ МЕТОДИКИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ И ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА ПРИМЕРЕ АНАЛИЗА МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ	114
Гракова О.В. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЛЯРНОГО УРАЛА	116
Гринев О.М., Бестемьянова К.В., Гринев Р.О. МОРФОСТРУКТУРЫ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЭМС-РАННЕЭЙФЕЛЬСКИХ ВУЛКАНИТОВ ЗМЕИНОГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (РУДНЫЙ АЛТАЙ)	118
Гринёв О.М., Гринёв Р.О., Богородов А.А., Адылбаев Р.Р. ГЕОЛОГИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ БАЗАЛЬТ-ТРАХИТОВОЙ СЕРИИ РАННЕГО ДЕВОНА САРАЛИНСКОГО ГРАБЕНА (ХАКАСИЯ)	128
<i>Джес Е.Н., Дьячков Б.А., Маслов В.И.</i> О НЕТРАДИЦИОННЫХ ТИПАХ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА	
Долгушин С.С., Долгушин А.П. ГЕНЕЗИС ЗОЛОТО-УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВИТВАТЕРСРАНДА (ЮАР) И ПРОБЛЕМА ИХ АНАЛОГОВ	144
<i>Жилина Е.Н., Чернова О.С.</i> ПРОБЛЕМА ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИДЕНТИФИКАЦИИ И СИСТЕМАТИКИ ОСАДОЧНЫХ ЕДИНИЦ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ	150
Зыбин В.А. ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ КРУПНО-СРЕДНЕМАСШТАБНОГО СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ (НА ПРИМЕРЕ АЛТАЯ)	156
Иванов Д.В., Толстов А.В., Иванов В.В. МИНЕРАЛОГИЯ КИМБЕРЛИТОВ НОВОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ЯНВАРСКАЯ (ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ)	158
Избродин И.А., Рипп Г.С., Аюржанаева Д.Ц., Посохов В.Ф., Буянтуев М.В. ВОЗРАСТ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦИТОВ И СИЛЛИМАНИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД КЯХТИНСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	160
Избродин И.А., Дорошкевич А.Г. Характеристика раннемезойских щелочных массивов витимского плоскогорья, западное забайкалье	167
Изох А.Э., Светлицкая Т.В., Чан Чонг Хоа, Шелепаев Р.А., Неволько П.А., Ву Хоанг Ли, Нго Тхи Хыонг. НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ КОМПЛЕКСА КАОБАНГ СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА И ИХ СВЯЗЬ С ЭМЕЙШАНЬСКОЙ КРУПНОЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПРОВИНЦИЕЙ	170
Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Руднев С.Н., Шелепаев Р.А., Яковлев В.А. СИНКОЛЛИЗИОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЦАСП)	

<i>Каячев Н.Ф.</i> КОМАТИИТОВАЯ СЕРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СУМОЗЕРСКО-КЕНОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА	177
Киселева О.Н., Жмодик С.М., Белянин Д.К., Айриянц Е.В., Малинкин М.А. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВОГО МАССИВА УЛАН-САРЬДАГ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)	
Кичеева А.В., Чернышов А.И. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХРОМИТОНОСНЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ КУРТУШИБИНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА (СВ ЗАПАДНОГО САЯНА)	
<i>Козлов П.С.</i> МЕТАМОРФИЗМ, Р-Т-Т УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ СИЛЛИМАНИТА, ХЛОРИТОИДА И СТАВРОЛИТА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)	199
<i>Козулина Т.В.</i> МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ КАРБОНАТИТОПОДОБНЫХ ПОРОД НАГОРЬЯ САНГИЛЕН (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)	
Коробкин В.В., Саматов И.Б., Тулемисова Ж.С. ВОЗМОЖНОСТИ ПРОИЗВОДСТВА ПЕТРОЗИТОВ ИЗ ОТХОДОВ ПЕРЕРАБОТКИ КИСЛЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА	
Коробкин В.В., Саматов И.Б., Тулемисова Ж.С., Добровольская Е.А. ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ИСПЫТАНИЯ ПОРОД ГАББРО-БАЗАЛЬТОВОЙ ГРУППЫ КАЗАХСТАНА, КАК ОСНОВА ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ МИНЕРАЛЬНОЙ ВАТЫ	
Котлер П.Д., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ КАЛБА-НАРЫМСКОГО БАТОЛИТА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)	
Котляров А.В., Ветров Е.В. ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕДНЕ-ВЕРХНЕДЕВОНСКОГО ВУЛКАНИЗМА КОЛЫВАНЬ-ТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ И САЛАИРА	
Котов А.А., Смирнов С.З., Максимович И.А., Плечов П.Ю., Черткова Н.В., Бефус А.И. ВОДА В РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ ИЗ ВКРАПЛЕННИКОВ ДАЦИТОВЫХ ПЕМЗ ПЕРЕШЕЙКА ВЕТРОВОЙ (О.ИТУРУП, ЮЖНЫЕ КУРИЛЫ)	
Krasnova, T.S., Dugarova N.A., Kolmakov Yu.V., Gertner I.F. MATTER AND PHYSICAL ANISOTROPY OF ULTRAMAFITES OF THE BARKHATNY MASSIF (KUZNETSK ALATAU RIDGE, WESTERN SIBERIA) AS CRITERIA OF THEIR MINERAL POTENTIAL FOR GEOLOGICAL PROSPECTING WORKS	
<i>Крук Н.Н., Голозубов В.В., Крук Е.А., Касаткин С.А.</i> первые данные по геохимии вулканических пород фундамента южной части вознесенского террейна (южное приморье)	
<i>Крупенин М.Т.</i> ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ КАРБОНАТНОГО MG-FE МЕТАСОМАТОЗА В ТИПОВОМ РАЗРЕЗЕ РИФЕЯ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ЮЖНОГО УРАЛА)	251
Крылова В.А., Гертнер И.Ф. ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ БАЗАЛЬТОВ ОСТРОВА ТЕНЕРИФЕ	
Крылов А.А., Лиханов И.И., Ревердатто В.В. ПОЛИМЕТАМОРФИЗМ МЕТАПЕЛИТОВ КАК ПРИЧИНА НЕУСТОЙЧИВОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ «ТРОЙНОЙ ТОЧКИ» AL,SIO,	
Крылов А.А., Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. ДОКЕМБРИЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗААНГАРЬЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА КАК ОТРАЖЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА	
Куликова А.В., Симонов В.А., Волкова Н.И., Котляров А.В., Буслов М.М. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНАТОВЫХ АМФИБОЛИТОВ И ПОРОД ЭКЛОГИТОВОГО КОМПЛЕКСА ИЗ ОФИОЛИТОВ ГОРНОГО АЛТАЯ	
<i>Кучеренко И.В.</i> ПРИРОДНАЯ И ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛИ ОКОЛОЖИЛЬНОЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ БЕРЕЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ: ДВА СЦЕНАРИЯ ОБРАЗОВАНИЯ	
Лепезин Г.Г. МАССООБМЕН НА КОНТАКТЕ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ МЕТАПЕЛИТОВ, МЕТАБАЗИТОВ И ЖЕДРИТСОДЕРЖАЩИХ ГНЕЙСОВ В УСЛОВИЯХ АМФИБОЛИТОВОЙ-ГРАНУЛИТОВОЙ ФЫЦИИ МЕТАМОРФИЗМА	

<i>Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Крылов А.А.</i> реконструкция обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон: метаморфические индикаторы
Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Крылов А.А. ОСОБЕННОСТИ МАССОПЕРЕНОСА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ МЕТАПЕЛИТОВ
<i>Лоскутов И.Ю.</i> ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ ХРОМИТНОСНОСТЬ ГИПЕРБАЗИТОВ УЗБЕКИСТАНА (ПО ПЕТРОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ)
Максимович И.А., Смирнов С.З., Котов А.А., Тимина Т.Ю., Шевко А.Я. Сравнительный анализ зональности плагиоклаза из дацитов кальдерных извержений перешейка ветрового и залива львиная пасть (о. итуруп, курильские острова)
Максимович Я.Е., Гришина С.Н., Смирнов С.З., Горяйнов С.В., Бульбак Т.А. РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ СУЛЬФАТОВ В ХЛОРИДНЫХ СЕГРЕГАЦИЯХ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ
Михеев Е.И., Владимиров А.Г., Травин А.В., Хубанов В.Б. ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (НА ПРИМЕРЕ П-ОВА СВЯТОЙ НОС)
Мустафаев А.А. Гертнер И. Ф., Серов П.А. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПОРОД УНИВЕРСИТЕТСКОГО ЩЕЛОЧНО-ГАББРОИДНОГО МАССИВА (С-В КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ, СИБИРЬ)
Низаметдинов И.Р., Кузьмин Д.В., Смирнов С., Тимина Т.Ю., Шевко А.Я., Гора М.П. ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ БАЗАЛЬТОВ ВУЛКАНА МЕНЬШИЙ БРАТ (КАЛЬДЕРА МЕДВЕЖЬЯ, О. ИТУРУП)
Ойдуп Ч.К., Леснов Ф.П., Дружкова Е.К. НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ, ПЕТРОХИМИИ И ГЕОХИМИИ ПОРОД НИЖНЕТАРЛАШКЫНСКОГО УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ВОСТОЧНАЯ ТУВА)
Ойцева Т.А., Дьячков Б. А., Владимиров А. Г., Кузьмина О. Н., Агеева О. В. НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЕЩЕСТВЕННОМ СОСТАВЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЛБЫ
Орсоев Д.А., Мехоношин А.С., Бадмацыренова Р.А. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВЫХ СИЛЛОВ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ДОВЫРЕНСКОГО НИКЕЛЕНОСНОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)
Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Редина А.А., Егитова И.В. ПЕТРОГРАФИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД, МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВЕРХНЕАМГИНСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО РАЙОНА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ, ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)
Расс И.Т., Петренко Д.Б. Якушева А.И. ПРОБЛЕМА ВЗАИМООТНОШЕНИЙ ФОСКОРИТОВ И КАРБОНАТИТОВ В КОВДОРСКОМ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОМ КОМПЛЕКСЕ
Рипп Г.С., Смирнова О.К., Избродин И.А., Ласточкин Е.И., Рампилов М.О., Посохов В.Ф. К ПРОБЛЕМЕ ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДЖИДИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ) (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)
Салихов Р.Ф., Иванюшина Е.Н. БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ КИМБЕРЛИТОВ НА ЗАКРЫТЫХ ТЕРРИТОРИЯХ
Симонов В.А., Куликова А.В., Волкова Н.И., Котляров А.В., Буслов М.М. УСЛОВИЯ ПЕТРОГЕНЕЗИСА «МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ПОДОШВЫ» ЧАГАН-УЗУНСКИХ ОФИОЛИТОВ, ГОРНЫЙ АЛТАЙ
Смирнов С.З., Максимович И.А., Котов А.А., Тимина Т.Ю., Бульбак Т.А., Томиленко А.А., Кузьмин Д.В., Шевко А.Я., Рыбин А.В. ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ОЧАГОВ КРУПНЫХ КАЛЬДЕРООБРАЗУЮЩИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ КАЛЬДЕР ОСТРОВА ИТУРУП (КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)
<i>Сугоракова А.М.</i> РОЛЬ ГАББРОИДНОГО МАГМАТИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ КААХЕМСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО АРЕАЛА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)
Сухоруков В.П., Туркина О.М. РТ – ТРЕНД МЕТАМОРФИЗМА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЦИРКОНА В ГЛИНОЗЕМИСТЫХ МИГМАТИТАХ ИРКУТНОГО БЛОКА (ШАРЫЖАЛГАЙСКИЙ ВЫСТУП СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)
Толстых Н.Д., Шведов Г.И., Полонянкин А.А., Сильянов С.А., Землянский С.А. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВКРАПЛЕННЫХ РУД ЮЖНОЙ ЧАСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НОРИЛЬСК-1 (СКВАЖИНА РН-14)

<i>Туркина О.М., Капитонов И.Н., Адамская Е.В.</i> ГЕОХИМИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОГО КРАТОНА (ШАРЫЖАЛГАЙСКИЙ ВЫСТУП): СВИДЕТЕЛЬСТВА ВКЛАДА МАНТИЙНЫХ И КОРОВЫХ ИСТОЧНИКОВ	
Удоратина О.В., Куликова К.В., Смолева И.В., Савельев В.П. ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ ПОРОД НИЖНИХ ЧАСТЕЙ БАЗАЛЬТОВЫХ ТЕЛ (ЮЖНЫЙ ТИМАН)	
Уляшева Н.С. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД НЯРОВЕЙСКОЙ СЕРИИ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)	
<i>Ходоревская Л.И.</i> ОСНОВНЫЕ МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ РАСПЛАВОВ В ПОРОДАХ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА ПРИ 800-1000°С, 5-10 КБАР	
<i>Хомичев В.Л.</i> ДВЕ АЛЬТЕРНАТИВНЫЕ ГИПОТЕЗЫ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ	
Хромых С.В., Гурова А.В., Изох А.Э., Вишневский А.В., Котлер П.Д. ЭВОЛЮЦИЯ БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА КАЛБА-НАРЫМСКОЙ ЗОНЫ АЛТАЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ (ВОСТОЧНОЙ КАЗАХСТАН)	
Чайка И.Ф., Изох А.Э., акад. РАН Соболев А.В., Батанова В.Г., Лобастов Б.М. Эволюция низко-ті лампроитовой серии рябинового массива (алданский щит) и связанная с ней карбонатит-гидротермальная минерализация	
<i>Черкасов Г.Н.</i> ВЕРОЯТНЫЕ АНАЛОГИ ЗОЛОТО-УРАНОВОГО ВИТВАТЕРСРАНДА ПО ЮЖНОМУ ОБРАМЛЕНИЮ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	
Шаповалова М.О., Толстых Н.Д., Шелепаев Р.А. ПЕТРОЛОГИЯ ПЕРИДОТИТ-ГАББРОВОГО МАССИВА ОРЦОГ-УЛА, ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ	455
Шарафиева К.Р., Сигаев А.Е. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ «АМЕТИСТОВОЕ»	461
<i>Юричев А.Н.</i> МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ ПОТЕНЦИАЛ УЛЬТРАМАФИТОВОГО И МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАГМАТИЗМА КАНСКОЙ ГЛЫБЫ ВОСТОЧНОГО САЯНА	
Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М. ИЗОТОПНЫЕ (ND, PB) ИСТОЧНИКИ ХАНГАЙСКОГО БАТОЛИТА: К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ГИГАНТСКИХ БАТОЛИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ	

ПРЕДИСЛОВИЕ

Перед читателем очередной, уже 9-й выпуск трудов Всероссийской конференции «Петрология магматических и метаморфических комплексов», которая продолжает почти 20-летнюю традицию на геолого-географическом факультете Томского государственного университета. Как и в прошедшие годы, в материалах совещания рассматриваются вопросы петрологии, формационного анализа, геодинамики и минерагении кристаллических комплексов литосферы.

На этот раз конференция проводиться не только под эгидой НИ ТГУ как одного из ведущих исследовательских университетов страны, но также при поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований и Правительства РФ (гранты №№ 17-05-20572, 14.Y26.31.0012). В состав Программного комитета вошли специалисты с мировым именем – действительные члены Академии наук России Н.Л. Добрецов, В.А. Коротеев, М.И. Кузьмин, В.В. Ревердатто, В.В. Ярмолюк, профессор Р.Э. Эрнст (Карлетонский университет, Канада), профессор Г. Гутиеррес-Алонсо (Университет Саламанки, Испания), профессор К.Р. Чемберлейн (Университет Вайоминга, США) и другие известные ученые.

В представленных материалах объединены результаты структурно-вещественного изучения магматических и метаморфических комплексов Европы, Азии Северной Америки и Южной Африки. Общее число участников совещания достигло 230 человек, которыми представлены 95 докладов из 30 различных геологических организаций мира. Как обычно, в регламенте конференции предусмотрено обсуждение идей и фундаментально-научных воззрений в рамках заседаний молодежной секции. Оргкомитет обращает внимание, что наряду со сборником трудов конференции (учитывается в РИНЦ), существует возможность публикации наиболее актуальных тематических сообщений в формате научного журнала «Геосферные исследования/Geosphere Research» (ISSN 2542-1379, http://journals.tsu.ru/geo/), специальный выпуск которого запланирован в первой половине 2018 года.

Мы благодарны всем участникам совещания за инициативу и активную поддержку состоявшегося форума.

Оргкомитет конференции

PALEORECONSTRUCTIONS OF WYOMING AND SUPERIOR CRATONS FROM 2.70 TO 1.72 GA WITH IMPLICATIONS FOR ARCHEAN-PROTEROZOIC SUPERCONTINENTS AND THE CIRCA 2.45-2.35 GA GREAT OXIDATION EVENT

Chamberlain, Kevin, Univ. of Wyoming, USA & Tomsk State Univ. Kilian, Taylor, Univ. of California-Berkeley, USA Bleeker, Wouter, Geologic Survey of Canada, Ottawa, Canada Evans, David, Yale University, USA Ernst, Richard, Carleton University, Canada & Tomsk State Univ. Bekker, Andrey, Univ. of California-Riverside, USA

The ages and orientations of mafic dykes can be effective tools for testing pre-Pangea continental reconstructions (Bleeker and Ernst, 2006), especially when combined with paleomagnetic data. This paper presents new U-Pb geochronologic data and paleomagnetic measurements relating to the Archean to Proterozoic sojourns of the Wyoming and Superior cratons. These cratons formed the core of a much larger supercratonic assembly that existed for nearly 500 Ma and may have included most of the cratonic blocks of the Earth at that time.

Direct U-Pb dating of deformation coupled to paleomagnetic data from Archean and Proterozoic dyke swarms has established that southern Wyoming and southern Superior cratons sutured ca. 2.65 Ga along the Oregon Trail structural belt (OTSB) in central Wyoming and remained connected until ca. 2.1 Ga rifting (Chamberlain et al., 2003; Grace et al., 2006; Frost et al., 2006; Kilian 2015; Kilian et al., 2016a). Wyoming was likely part of a much larger, high- μ (²³⁸U/²⁰⁴Pb) craton, and this collision was a key step in formation of the supercraton Superia-Vaalbara, which included Kola-Karelia. Superia-Vaalbara migrated to the equator by 2.45 Ga, and was intruded by a series of Large Igneous Provinces, which contributed to several Paleoproterozoic glaciations (Snowballs Earth-style) and oscillations in the atmospheric redox state at the early stage of the Great Oxidation Event between 2.43 and 2.32 Ga (Gumsley et al., 2017).

In this reconstruction, the Huronian Supergroup, deposited along the southern margin of the Superior craton, and the lower part of the Snowy Pass Supergroup, deposited along the southeastern margin of the Wyoming craton, are coeval successions from the conjugate sides of the failed rift. Breakup of Superia-Vaalbara involved multiple rifting events from 2.3 to 2.0 Ga and possibly led to the first separation of the high-µ cratons: Pilbara, Kaapvaal, Wyoming, Hearne, and Kola-Karelia. Separation of Wyoming and Superior occurred ~100 km south of the OTSB suture, leaving the Archean Southern Accreted terrane (SAT) attached to the Wyoming craton. The SAT has geological, geophysical and isotopic affinity with the Superior craton. By 1.90 Ga, Wyoming and Superior cratons were ~60° apart in longitude at mid-latitudes on the basis of the simplest drift paths and data from the Sourdough dike swarm (Kilian et al., 2016b). The Wyoming craton joined Laurentia by reconnecting with the Superior craton along the Wyoming craton's eastern margin ca. 1.72 Ga based on tectonic evolution of the Hartville Uplift, in SE Wyoming (Krugh 1997) and Black Hills, in South Dakota (Allard and Portis, 2013).

While Kola-Karelia forms part of the Superia-Vaalbara reconstruction, it is unclear whether or not the Anabar and Aldan shields were connected to this early Proterozoic supercraton, although Paleoproterozoic successions recording the ca. 2.2 Ga Lomagundi carbon isotope excursions were deposited along open margins of both shields. There is good evidence that the Siberian craton was near the northern margin of Superior province from 1.75 to 0.75 Ga (Ernst et al., 2016), but any earlier paleoreconstructions of the Siberian craton are less certain.

References:

- Allard, S.T. and Portis, D.H., 2013. Paleoproterozoic transpressional shear zone, eastern Black Hills, South Dakota: Implications for the late tectonic history of the southern Trans-Hudson Orogen. Rocky Mountain Geology, 48(2), pp.73-99.
- 2. Bleeker, W. and Ernst, R., 2006. Short-lived mantle generated magmatic events and their dyke swarms: the key unlocking Earth's paleogeographic record back to 2.6 Ga. Dyke swarms—time markers of crustal evolution, pp.3-26.
- Chamberlain, K.R., Frost, C.D., and Frost, B.R., 2003, Early Archean to Mesoproterozoic evolution of the Wyoming Province: Archean origins to modern lithospheric architecture: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 40, p. 1357-1374
- Ernst, R.E., Hamilton, M.A., Söderlund, U., Hanes, J.A., Gladkochub, D.P., Okrugin, A.V., Kolotilina, T., Mekhonoshin, A.S., Bleeker, W., LeCheminant, A.N., Buchan, K.L., Chamberlain, K.R., Didenko, A.N., 2016, Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic. Nature Geosciences. DOI: 10.1038/NGEO2700 v. 9, p. 464-469.
- Frost, C.D., Fruchey, B.L., Chamberlain, K.R., and Frost, B.R., 2006, Archean crustal growth by lateral accretion of juvenile supracrustal belts in the south-central Wyoming province. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 43, no. 10, p. 1533-1555. Doi: 10.1139/E06-092.
- Grace, Rashmi L.B., Chamberlain, Kevin R., Frost, B. Ronald, and Frost, Carol D., 2006, Tectonic histories of the Paleo- to Mesoarchean Sacawee Block and Neoarchean Oregon Trail structural belt of the south-central Wyoming province. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 43, no. 10, p. 1445-1466. doi: 10.1139/E06-083.
- Gumsley, A.P., Chamberlain, K.R., Bleeker, W., Söderlund, U., de Kock, M.O., Larsson, E.R., Bekker, A., 2017, Timing and tempo of the Great Oxidation Event. Proceedings of the Academy of Sciences. doi/10.1073/pnas.1608824114.
- Kilian, T.M., 2015, Precambrian paleomagnetism of mafic dike swarms and the Wyoming craton: Implications for an Archean supercontinent [Ph.D. Thesis]: Yale University, 329 p.
- Kilian, T. M., Bleeker, W., Chamberlain, K., Evans, D. A., & Cousens, B. (2016a). Palaeomagnetism, geochronology and geochemistry of the Palaeoproterozoic Rabbit Creek and Powder River dyke swarms: implications for Wyoming in supercraton Superia. in "Supercontinent Cycles Through Earth History" Geological Society, London, Special Publications, 424(1), 15-45. doi.org/10.1144/SP424.7
- Kilian, T. M., Chamberlain, K. R., Evans, D. A., Bleeker, W., & Cousens, B. L. (2016b). Wyoming on the run—Toward final Paleoproterozoic assembly of Laurentia. Geology, 44(10), 863-866. doi:10.1130/G38042.1
- Krugh, K.A., 1997, Uranium-lead thermochronologic constraints on the early Proterozoic tectonic evolution of the Hartville Uplift, southeast Wyoming [EP20251 M.S.]: University of Wyoming, 77 p.

FRONTIERS IN LASER ABLATION PETROCHRONOLOGY

John M. Cottle,

University of California, Santa Barbara, Department of Earth Sciences, 500 Mesa Rd, Santa Barbara CA 93106-9630, cottle@geol.ucsb.edu

Since the first Laser Ablation ICP-MS U-Th/Pb dates were published ~25 years ago, the field has expanded significantly, becoming a key technique for rapidly measuring spatially resolved in-situ isotopic dates at the micron-scale. LA-ICP-MS geochronology is now integral to a broad range of earth science studies - from determining sedimentary provenance to quantifying the timing and duration of a broad range of geologic processes. Drawing on examples from ongoing research at the University of California Santa Barbara, and elsewhere, this presentation will highlight recent advances and potential future directions in situ U-Th/Pb geochronology. Specifically, this presentation will focus on four key avenues of progress: 1) there have been significant improvements in both laser and mass spectrometry instrumentation that increase the precision and the spatial resolution at which dates can be measured; 2) development and application of novel data acquisition and reduction methods to interrogate data and produce the best quality dates possible; 3) concomitant analysis of trace elements and/or other isotope systems of petrologic importance along with U-Th/Pb dates in order to integrate ages with structural, pressure-temperature, phase relationships and geochemical data and; 4) development of campaign-style geochronology methods to elucidate the spatial and temporal scale of geologic processes at scales ranging from single crystals to entire mountain belts.

LARGE IGNEOUS PROVINCES AND THEIR MAFIC-ULTRAMAFIC INTRUSIONS

Ernst R.E.^{1, 2}, Jowitt S.M.³, Blanchard J.A.¹, Liikane, D.A.^{1,4}

¹Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada Richard.Ernst@ErnstGeosciences.com

²Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, Russia

³Department of Geoscience, University of Nevada, Las Vegas, USA

⁴ Department of Earth Sciences, University of Toronto, Toronto, Canada

Mafic-ultramafic (M-UM) intrusions are key exploration targets for a range of different mineral deposits (e.g. magmatic sulphide Ni-Cu-platinum group element (PGE) deposits) and many are linked to Large Igneous Provinces (LIPs; Ernst and Jowitt, 2013; Naldrett, 2010). Here we provide an overview of the settings of mafic-ultramafic (M-UM) intrusions as part of the plumbing system of LIPs and their associated metallogenic implications:

1. Magmatic underplate: The largest M-UM intrusions may correspond to magmatic underplates located at the base of the crust. In LIP events these are typically generated by partial melting of the underlying mantle plume head, yielding underplates that may be up to several hundred km across and 10-20 km thick (e.g. Oakey and Saltus, 2016; associated with the 130-90 Ma High Arctic LIP). Speculatively, cooling and crystallization of the underplate may release fluids and metals 30-100 myr later, that form hydrothermal Cu & Pb-Zn deposits at shallow crustal levels (Xu et al., 2014; e.g. associated with the 260 Ma Emeishan LIP).

2. Separate mid-crustal M-UM intrusions surrounding a plume centre at a distance of hundreds of km: The plume centre for the 1270 Ma Mackenzie LIP is surrounded by a ring of gravity/aeromagnetic anomalies (Baragar et al., 1996) that represent mid-crustal M-UM intrusions 10s of km across and a few km thick (Blanchard et al., 2017). These intrusions are located at the edge of a magmatic underplate and were likely generated from the edge of that underplate (Blanchard et al., 2017). The broader application of this model is being tested with geophysical studies around other plume centres (e.g. Blanchard et al., 2017).

3. Links between deep/mid-crustal intrusions and shallow intrusions of economic significance: One of the mid-crustal intrusions surrounding the Mackenzie plume centre (type 2 above) is geophysically linked to the exposed Muskox layered intrusion which hosts Ni-Cu-PGE mineralization. The other mid-crustal intrusions that circumscribe the Mackenzie plume centre could therefore also be linked to shallow bodies with economic magmatic sulfide potential (Blanchard et al., 2017).

<u>4. Chonoliths:</u> Economically significant Ni-Cu-PGE sulphide ore deposits can be associated with tubular intrusions termed chonoliths that represent conduits for significant magma flow and ore accumulation (Barnes et al., 2016). The Norilsk and Talnakh chonoliths of the Siberian Trap LIP are spatially associated with the major translithospheric Kharaelakh fracture zone, and are also proximal to the plume centre (within a few hundred km), which is located at the focus of a radiating dyke swarm and associated rift zones (e.g. Ernst and Jowitt, 2013). An evaluation of the setting of chonoliths associated with other LIPs is required before any generalizations can be made.

5. Separate intrusions aligned along rift zones: These are likely part of triple junction rift systems (Blanchard et al., 2017) and can spawn rift-parallel dyke swarms (Klausen and Larsen, 2002).

6. Stratiform M-UM intrusions emplaced in sedimentary hosts: This class includes the exemplary 2060 Ma Bushveld and 2710 Ma Stillwater complexes, both of which host world-class PGE mineralisation. The largest such stratiform M-UM intrusions are probably proximal to mantle plume centres although

smaller stratiform M-UM intrusions could also potentially be located more distally from the plume centre (and fed via radiating dyke swarms; see type 7 below).

7. M-UM intrusions at a distance from the plume centre: Many LIPs have associated radiating dyke swarms that diverge from the plume centre and can channel magma laterally for distances of up to several 1000 km away from the plume centre (Ernst and Buchan, 1997; Ernst, 2014). If the radiating dyke swarm intersects a sedimentary basin, the dykes may reorient and be emplaced as sills instead, some of which may be large and prospective hosts for mineralization.

8. M-UM intrusions associated with giant circumferential <u>dyke swarms</u>: A new class of regional dyke swarms termed "giant circumferential" has now been recognized (Ernst and Buchan, 1998; Mäkitie et al., 2014; Buchan and Ernst, 2016, 2017). These circumscribe the plume centres of LIP events at distances up to more than 1000 km in radius, and are potentially fed vertically from the outer boundary of the plume head (e.g. Buchan and Ernst, 2017). We speculate that local M-UM intrusions may be associated with these giant circumferential swarms.

<u>9. Dyke-like M-UM:</u> Dyke-like layered intrusions (e.g. the 2580 Ma Great Dyke of Zimbabwe, 2420 Ma Jimberlana dyke of western Australia, and the 2730 Ma Ahmeyim Great Dyke of Mauritania), typically with Ni-Cu-PGE mineralisation, can be linked to LIPs. For instance, the Jimberlana dyke is part of widespread 2420-2400 Ma Widgiemooltha swarm of the Yilgarn craton which can be potentially be linked to a plume centre off the eastern margin of the craton (e.g. Pisarevsky et al., 2015).

References:

- Baragar W.R.A., Ernst R.E., Hulbert L., Peterson T. (1996). Longitudinal petrochemical variation in the Mackenzie dyke swarm, northwestern Canadian Shield. Journal of Petrology, v. 37, p. 317–359.
- Barnes S.J., Cruden, A.R., Arndt, N., Saumur, B.M. (2016). The mineral system approach applied to magmatic Ni-Cu-PGE sulphide deposits. Ore Geology Reviews, v. 76, p. 296-316.
- Blanchard J.A., Ernst R.E., Samson C. (2017). Gravity and magnetic modelling of layered mafic-ultramafic intrusions in large igneous province plume centre regions; Case studies from the: 1.27 Ga Mackenzie, 1.38 Ga Kunene-Kibaran, 0.06 Ga Deccan and 0.13-0.08 Ga High Arctic events. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 54, p. 290-310.
- Buchan K.L., Ernst R.E (2016). Giant circumferential dyke swarms on Earth as possible analogues of coronae on Venus. Lunar and Planetary Science Conference 47, Extended Abstract #1183.
- Buchan K.L., Ernst R.E. (2017). A Giant Circumferential Dyke Swarm Associated with the High Arctic Large Igneous Province (HALIP). Gondwana Research, in review.
- Ernst R.E. (2014) Large Igneous Provinces. Cambridge University Press. 653 p.
- 7. Ernst R.E., Buchan K.L. (1997). Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre-Mesozoic large igneous

provinces and mantle plumes. AGU Geophysical Monograph, v. 100, p. 297–333.

- Ernst R.E., Buchan K.L. (1998). Arcuate dyke swarms associated with mantle plumes on Earth: implications for Venusian coronae. 29th Lunar and Planetary Science Conference. March, 1998. Houston, Texas. 1998. Extended Abstract #1021.
- Ernst R.E., Jowitt S.M. (2013). Large igneous provinces (LIPs) and metallogeny. In: Colpron M. et al., eds. Tectonics, metallogeny, and discovery: The North American Cordillera and similar accretionary settings. Society of Economic Geologists Special Publication, v. 17, p. 17-51.
- Klausen M.B., Larsen H.C. (2002). East Greenland coast parallel dike swarm and its role in continental breakup. In: Menzies M.A., Klemperer S.L., Ebinger C.J., Baker J., eds. Volcanic Rifted Margins. Geological Society of America Special Paper, v. 362, p. 133–158.
- 11. Mäkitie, H., Data, G., Isabirye, E., Mänttäri, I., Huhma, H., Klausen, M.B., Pakkanen, L., Virransalo, P. (2014). Petrol-

ogy, geochronology and emplacement model of the giant 1.37 Ga Lake Victoria Dyke Swarm on the margin of a large igneous province in eastern Africa. Journal of Asian Earth Sciences, v. 97, p. 273-297.

- Naldrett A.J. (2010). Secular variation of magmatic sulfide deposits and their source magmas. Economic Geology, v. 105, p. 669–688. 38
- Oakey, G.N., Saltus, R.W. (2016). Geophysical analysis of the Alpha-Mendeleev ridge complex: Characterization of the High Arctic Large Igneous Province. Tectonophysics, v. 691, p. 65-84.
- Pisarevsky, S.A., De Waele, B., Jones, S., Söderlund, U., Ernst, R.E. (2015). Paleomagnetism and U–Pb age of the 2.4 Ga Erayinia mafic dykes in the south-western Yilgarn, Western Australia: Paleogeographic and geodynamic implications. Precambrian Research, v. 259, p. 222-231.
- Xu Y-k., Huang, Z-l., Zhu, D., Luo, T-y. (2014). Origin of hydrothermal deposits related to the Emeishan magmatism. Ore Geology Reviews, v. 63, p. 1-8.

USING HIGH RESOLUTION AEROMAGNETIC DATA TO MAP DISTRIBUTIONS OF MAFIC DYKE SWARMS IN RUSSIA

Richard E. Ernst^{1,2}, Sergey V. Cherkasov³, Pavel S. Babayants⁴

¹Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada (Richard.Ernst@ErnstGeosciences.com) ²Tomsk State University, Tomsk, Russia

³Vernadsky State Geological Museum, Moscow, Russia ⁴ АО ГНПП Аэрогеофизика (Aerogeofisica) Moscow, Russia

High resolution aeromagnetic maps are an essential tool for the efficient mapping of regional mafic dyke swarms. The use of aeromagnetic maps for mapping mafic dyke swarms was pioneered in Canada by Walter Fahrig in the 1960s and 1970s when he produced the first dyke swarm maps for the Canadian Shield (Fahrig and West, 1986; Fahrig, 1987 and references therein). Subsequent Canadian dyke swarm maps have extensively relied on both regional aeromagnetic maps and more local aeromagnetic maps of higher resolution (e.g. Buchan and Ernst, 2004, 2013). Mafic dyke swarm maps of Australia (e.g. Parker et al. 1987), South Africa (e.g. Goldberg 2010), Finland (Vuollo and Huhma 2005), West Africa (Jessell et al. 2015), all made extensive use of aeromagnetic maps to provide better continuity of dyke swarms than would be achieved using outcrop data alone. In addition, aeromagnetic maps provide the opportunity to trace dyke swarm beneath areas of thin sedimentary cover.

Efforts to produce a map of mafic dyke swarms for Russia (Ernst and Puchkov 2010; Ernst et al. 2016) are using the 1:1,000,000 series of geological maps and numerous regional and local maps from journal publications, and also regional compilations (e.g. Gladkochub et al. 2010). The dykes on these source maps are generally only compiled from outcrop information. However, suitable aeromagnetic data are available for large regions of Russia and we are proposing to systematically trace dyke swarms from these aeromagnetic maps and integrate with information from the geological maps to produce a more robust map of Russian mafic dyke swarms. Here we provide an example of the detailed aeromagnetic images and the wealth of dykes that can be traced off such maps.



Figure 1. High resolution aeromagnetic data and mapping of dykes from the SW portion of the c. 370 Ma Yakutsk-Vilyui LIP (Kiselev et al. 2012). Image provided by Aerogeofisica.

References:

- Buchan, K.L., Ernst, R.E. (2004). Diabase dyke swarms and related units in Canada and adjacent regions. Geological Survey of Canada, Map 2022A, scale 1: 5 000 000.
- Buchan, K.L., Ernst, R.E. (2013). Diabase dyke swarms of Nunavut, Northwest Territories and Yukon, Canada. Geological Survey of Canada, Open File 7464.
- Ernst, R.E., Puchkov, V.N. (2010) The status of work on the "Map of dyke swarms and associated formations in Russia and adjacent regions. In: Tectonics and Geodynamics of Fold Belts and Platforms of the Phanerozoic. Volume II. Annual Moscow Conference, p. 471-472 [in Russian].
- Ernst, R.E., Buchan, K.L., Botsyun, S. (2016). Map of mafic dyke swarms and related units of Russia and adjacent regions. Acta Geologica Sinica (English Edition), 90(supp. 1): 22-23.
- Fahrig, W.F. (1987). The tectonic setting of continental mafic dyke swarms: failed arm and early passive margin. In Halls, H.C. & Fahrig, W.F. (eds.), Mafic Dyke Swarms. Geological Association of Canada, Special Publication, v. 34, p. 331–348.
- Fahrig, W.F., West, T.D. (1986). Diabase dyke swarms of the Canadian shield: Geological Survey of Canada, Map 1627A, scale ~1:4 873 900.

- Jessell, M.W., Santoul, J., Baratoux, L., Youbi, N., Ernst, R.E., Metelka, V., Miller, J., Perrouty, S. (2015). An updated map of West African mafic dykes. J. Afr. Earth Sci. v. 112, no. B, p. 440-450.
- Kiselev, A.I., Ernst, R.E., Yarmolyuk, V.V., Egorov, K.N. (2012). Radiating rifts and dyke swarms of the middle Paleozoic Yakutsk plume of eastern Siberian craton. J. Asian Earth Sciences, v.45, p. 1–16.
- 9. Goldberg, A.S. (2010). Dyke swarms as indicators of major extensional events in the 1.9–1.2 Ga Columbia supercontinent. Journal of Geodynamics, v. 50, p. 176–190.
- 10. Gladkochub, D.P., Pisarevsky, S.A., Donskaya, T.V., et al. (2010). Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: an

overview and implications for paleocontinental reconstruction. Precambrian Research, v. 183, p. 660–668.

- Parker, A.J., Rickwood, P.C., Baillie, P.W., McClenaghan, M.P., Boyd, D.M., Freeman, M.J., Pietsch, B.A., Murray, C.G., Myers, J.S. (1987). Mafic dyke swarms of Australia. In: Halls, H.C., Fahrig, W.F., eds., Mafic dyke swarms: Geological Association of Canada Special Paper 34, p. 401–417.
- Vuollo, J., Huhma, H. (2005). Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland. In: Precambrian geology of Finland – Key to the evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier, Amsterdam, p. 195-236.

PALEO-MESOPROTEROZOIC INTRAPLATE MAFIC MAGMATISM IN SOUTHWESTERN YANGTZE BLOCK OF SOUTH CHINA: IMPLICATIONS FOR PALEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTION

Guimei.Lu^{a,b}, Wei.Wang^a, Richard.Ernst^{b,c}

 ^a State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, School of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China.
^b Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Ontario K1S 5B6 Canada; EmailL
^c Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, 634050, Russia

Emails: 1733686862@qq.com, wwz@cug.edu.cn, Richard.Ernst@ErnstGeosciences.com

It has been widely accepted that there were two pre-Pangea Precambrian supercontinents (Rogers and Santosh, 2002; Zhao et al., 2002; Li et al., 2008): the Rodinia (ca.1.3-0.9 Ga) and Columbia (also known as Nuna) (ca. 2.1-1.8 Ga) supercontinents. Although many fragments of these two supercontinents have been reconstructed in the last decades, the paleoposition of some crustal blocks within the Columbia and Rodinia supercontinents are still loosely constrained. For example, the reconstruction of the Yangtze Block in the Columbia supercontinent is unclear due to the rarity of identified geological events that can be related to Columbia assembly and breakup. In view of this unresolved issue, newly identified and studied mafic intrusions from the southwestern Yangtze Block can provide invaluable information on supercontinent reconstruction through the technique of comparing genetically-linked mafic magmatism between different crustal blocks (Bleeker and Ernst, 2006; Ernst et al., 2016).

In this study, we identify three episodes of mafic magmatism at 2318±24 Ma, 1719±37 Ma and 1522±22, 1513±23 Ma (U-Pb dating by LA-ICPMS on zircon) in the southwestern Yangtze Block of South China. All these mafic rocks experienced minor crustal contamination during magma evolution and have tholeiitic compositions, and are similar to E-MORB. In combination with previously published data, our new geochemical and Nd isotopic data indicate that both ca. 2320 Ma and 1720 Ma magmatism were sourced from depleted mantle, whereas the magmatism at ca. 1500 Ma was sourced from a heterogeneous asthenospheric mantle source (depleted mantle metasomatized by enriched components). Tectonic discrimination diagrams show that all the mafic magmatism was emplaced in an intraplate setting. Based on a comparison of intraplate magmatic events and associated sedimentary sequences between the southwestern Yangtze Block, Laurentia and Siberia Craton, we provisionally propose a connection between the Yangtze Block with northwestern Laurentia at ca. 1.7 Ga. This connection was broken before ca. 1.59 Ga, and subsequently a linkage between the southwestern Yangtze Block and the northern Siberia Craton began at ca. 1.5 Ga in the Columbia supercontinent.

Considering the importance of these newly identified intraplate mafic magmatic events in the southwestern Yangtze Block, more precise dating using the U-Pb ID TIMS method on baddeleyite has been arranged. The results will improve our understanding of the timing of these mafic magmatic events and their implication for reconstruction of the Columbia supercontinent.

References

- Bleeker, W., Ernst, R., 2006. Short-lived mantle generated magmatic events and their dyke swarms: The key unlocking Earth's paleogeographic record back to 2.6 Ga. In Hanski, E., Mertanen, S., Rämö, T., Vuollo, J., eds., Dyke swarms— Time Markers of Crustal Evolution: Taylor and Francis / Balkema, p. 3–26.
- Ernst, R.E., Hamilton, M.A., Söderlund, U., Hanes, J.A., Gladkochub, D.P., Okrugin, A.V., Kolotilina, T., Mekhonoshin, A.S., Bleeker, W., Lecheminant, A.N., A.N., Buchan, K.L., Chamberlain, K.R., Didenko, A.N., 2016. Longlived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic. Nature Geoscience 9, 464–469.
- Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., Waele, B.D., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K., Vernikovsky, V., 2008. Assembly, configuration, and breakup history of Rodinia: A synthesis. Precambrian Research 160, 179-210.
- Rogers, J.J.W., Santosh, M., 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. Gondwana Research 5, 5-22.
- Zhao, G., Cawood, P.A., Wilde, S.A., Sun, M., 2002. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. Earth Science Reviews 59, 125-162.

TEXTURAL EVOLUTION AND P-T RELATIONS IN ECLOGITE TO RETROECLOGITE TRANSITION: A CASE STUDY FROM THE NW IBERIAN MASSIF

^{1,2}López-Carmona, A., ^{1,2}Gutiérrez-Alonso, G., ³Floor, P., ³Arps, C.E.S., ³Kriegsman, L., ³Gill, A.

¹ Department of Geology, University of Salamanca, Plaza de los Caídos s/n, 37008, Salamanca, Spain
² Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, 6 Lenina Ave, Tomsk 634050, Russia
³ Naturalis Biodiversity Center, Darwinweg 2, 2333 CR Leiden, The Netherlands

D.E. Vogel can be considered one of the "fathers" of the development of high-grade petrology in Europe. This contribution aims to be a tribute to his research in the Cabo Ortegal Complex, (NW Iberian Massif).

The Iberian Variscan orogen is one of the key geological realms to study the latest Precambrian and Paleozoic continental evolution. During more than 30 years (50s-80s), the prolific geologists from the "Leiden School" (The Netherlands) developed several studies in this area. These studies helped to lay the foundations of the geology in northern Spain, and their investigations currently remain a benchmark. In this context, the seminal petrological work done by D.E. Vogel in the NW Iberian Massif has not been revised since 1967. Thus, no modern metamorphic studies have been completed in such a strategic eclogite bearing terrane, which includes some of the best-preserved and most representative high-pressure (HP) outcrops of the western European Variscan belt.

The Cabo Ortegal Complex includes a high-pressure granulite-facies unit (14-.6 kbar, 740-840°C; Puelles et al., 2005) tectonically sandwiched between an eclogite-facies unit (22 kbar, 750-800°C; Mendía Aranguren, 2000) and an ultra-mafic (peridotite) unit (Vogel, 1967). D.E. Vogel petrological collection covers the three units and is almost entirely curated (thin sections and hand samples) by the Naturalis Biodiversity Center. One of the most interesting samples of this collection is a typical kyanite-garnet-clinopyroxene eclogite with fine-grained coronas and symplectites. Similar rocks have been described in other HP terranes such as e.g. the Western Gneiss Region (Johansson and Möller, 1986) and the Eastern Alps (Vrabec et al., 2012; Schorn and Diener, 2017).

We aim to evaluate to what extent the eclogite to retroeclogite transition is driven by hydration through characterizing the H_2O dependence in the origin of the symplectitic/coronitic textures developed during exhumation, including a comprehensive description of the textural relations and its link to the whole P–T evolution (Fig. 1).

References

- Johansson, L., and Möller, C. (1986) Formation of sapphirine during retrogression of a basic high-pressure granulite, Roan, Western Gneiss Region, Norway. Contributions to Mineralogy and Petrology 94: 29-41
- Mendia Aranguren, M.S. (2000) Petrologia de la Unidad Eclogitica del Complejo de Cabo Ortegal (NW de España). Laboratorio Xeolóxico de Laxe, Serie Nova Terra, 16, A Coruña, 424 pp
- Puelles, P., Ábalos, B., Gil Ibarguchi, J.I. (2005) Metamorphic evolution and thermobaric structure of the subduction-related Bacariza high-pressure granulite formation (Cabo Ortegal Complex, NW Spain). Lithos 84:125-149

- Schorn, S., Diener, J.F.A. (2017) Details of the gabbro-to-eclogite transition determined from microtextures and calculated chemical potential relationships. Journal of Metamorphic Geology 35: 55-75
- Vogel, D.E. (1967) Petrology of an eclogite and pyrigarnite- bearing polymetamorphic rock Complex at Cabo Ortegal, NW Spain. Leidse Geologische Mededelingen 40:121-213
- Vrabec, M., Janák, M., Froitzheim, N., De Hoog, J.C.M. (2012) Phase relations during peak metamorphism and decompression of the UHP kyanite eclogites, Pohorje Mountains (Eastern Alps, Slovenia). Lithos 144: 40-55



Fig. 1. (a) Metamorphic facies and maximum H_2O contents for mid-ocean-ridge basalts based on Hacker et al., (2003) and P–T path for the NW Iberian Massif ky-eclogite; (b) Table showing the description of the metamorphic events.

THERMODYNAMIC MODELLING OF METAMORPHIC PROCESSES: STATE OF THE ART IN PSEUDOSECTION APPROACH

A. López-Carmona^{1,2}, G. Gutiérrez-Alonso^{1,2}, P. A. Tishin²; I. F. Gertner²

University of Salamanca (Spain), alioli@usal.es; gabi@usal.es Томский государственный университет, labspm@ggf.tsu.ru

Understanding global-scale orogenic processes related to supercontinents, and their relationship to the secular evolution of the Earth's lithosphere, represent important challenges for Earth scientists today. The record of these processes is preserved in the microstructures, mineral assemblages and mineral compositions of lithospheric rocks exhumed to the Earth's surface. Given a well-characterized microstructural evolution, thermodynamic modelling is the key to quantifying changes in pressure and temperature, with the rate of these changes being provided by rock-forming and accessory mineral-based geochronology. Thus, metamorphic rocks provide Pressure–Temperature–time–deformation (P–T–t–d) data that help to parameterize orogenic processes.

Introduction

Equilibrium thermodynamics provides the formal mathematical framework that links measurable variables (whole rock or domainal compositions, mineral and fluid/melt inclusion compositions) with intensive variables (pressure, temperature and chemical potentials). This approach comprises the field of thermobarometry (e.g. Powell and Holland, 2008). Thermobarometry has evolved significantly in the last twenty-five years with the development of internally consistent thermodynamic datasets and sophisticated thermodynamic mixing models for phases of interest. These advances have enabled the calculation of equilibrium phase diagrams for complex chemical systems, close to those in nature, for a diversity of variables. Such diagrams are called pseudosections for the reasons given by Powell et al. (1998; 2005). Critically, inverse modelling using pseudosections allows using all available compositional information for both, the system and the individual minerals, which is not the case for conventional thermobarometry, where the chemical system is largely ignored. This development represents one of the most important advances of modern metamorphic petrology. The numerical modelling of phase relations requires a set of thermodynamic data for end-members, a description of the activity-composition (a-x) relations (the solid- or liquid-solution models) and a software to perform calculations.

The utility of pseudosection is that they permit natural observations, and interpretations from thin sections, to be explained in terms of the evolving P–T conditions, within the context of a structural evolution, and from place to place. When combined with petrologically-linked age data (i.e. petrochronology; cf. Kohn et al., 2017), the resulting P–T–t–d paths provide essential input into constraining the processes involved in mountain-build-

ing and the evolution of continental lithosphere (e.g. Brown, 2014; Fig. 1).

Despite these advances, there remain considerable uncertainties in both, the thermodynamic framework used (end-member thermodynamics and a-x models) and more importantly, in estimating the volume of equilibration and changes in rock composition during metamorphism. These issues require the approach to be used with care. Thus, the results of any calculations are best viewed as an independent theoretical framework in which to interpret a rock rather than an exact reproduction of its evolution (White et al., 2014).

Thermodynamic modelling of petrological systems is only a tool, but because the pseudosection approach uses the maximum amount of available information, it is extremely useful and, today is an essential tool in the parameterization of metamorphic histories.

From inverse to forward modelling: a short review

Knowledge on thermodynamics is a key to understand physicochemical changes occurring in Earth's lithosphere, producing metamorphic rocks. All systems naturally tend to the minimum energetic configuration, i.e. equilibrium. Chemical equilibrium implies no change over time. Thus, equilibration conditions attained by a mineral assemblage would preserve the characteristics of the phases involved in the system at a certain moment, e.g. the P–T formation conditions of a metamorphic rock. As soon as the conditions (e.g. P or T) change, the system will immediately tend to a new equilibrium state. However, since diffusion is involved, the scale at which the equilibrium will be achieved depends on the particular conditions (especially the temperature), on the character of the phases involved (e.g. diffusion in fluids is much faster than in solids), and on the available time.





If conditions change rapidly, the scale of equilibration will be small. However, it can be argued that even in this case the system will develop local equilibria – small domains where equilibrium is achieved or approached (e.g. Korzhinskii 1959; Thompson 1959). The equilibrium phase (mineral) assemblages and compositions can then be identified through a rigorous petrological analysis, and the principles of equilibrium thermodynamics may be applied in order to understand the rock, and determine its conditions of formation (cf. Powell, 1978; Pitra, 2011).

The first to apply the concept of chemical equilibrium in metamorphic rocks was Goldschmidt (1911), suggesting through his research that thermodynamics was an essential tool for the study of metamorphism. He also pointed that the development of distinctive minerals in each type of metamorphic rock could be influenced by variations in depth (pressure), temperature and changes in the bulk rock chemical composition. For long, it has only been possible to infer qualitative comparisons on the P–T formation conditions of metamorphic rocks through the presence of index minerals, or based on the assemblages resulting by the metamorphism of a wide range of protoliths under a particular facies.

Chemical thermodynamics is the formal mathematical framework that links measurable variables (i.e. mineral composition) with those that cannot be directly measured (i.e. chemical potential, pressure, temperature or fluid composition; e.g. Wood and Fraser, 1977; Powell, 1978), using mathematical expressions based on the application of three laws: the ideal gas equation, and the first two laws of thermodynamics. This enables deciphering the P–T history of metamorphic rocks, which is the main aim of geothermobarometry.

Experimentally determined phase equilibrium lie at the heart of nearly all thermobarometric methods. The experimental calibration of metamorphic reactions is the so-called conventional or classical inverse modelling thermobarometry, and was the only numerical method used until the late 80s for the quantification of the P–T formation conditions in a metamorphic rock (e.g. Hodges, 1991; Spear, 1993). It involves the use of two (end-members) mineral reactions, ideally one highly pressure-dependent (geobarometer) and another strongly dependent on temperature (geothermometer). The simultaneous solution of both reactions in the P–T space provides a quantitative estimation to be valid only if minerals are in equilibrium.

Although this technique may provide reasonable results, likewise requires important simplifications and show several limitations (errors derived from thermodynamic consistency, from the experimental calibrations or from the assumed equilibrium condition; e.g. Holland and Powell, 1985; Berman, 1991). One of the most important limitations is the use of single sets of equilibria to calculate the P–T conditions under which a rock equilibrated.

A rock contains multiple minerals and is affected by several reactions. Then, increasing these information increases the accuracy on the estimations. Thus, to overcome these issues, and allow calculation of all equilibriums between a set of not only mineral end-member data, but also to activity-composition data (together with calorimetric or heat capacity and volume data among others), thermodynamic databases were created (e.g. Powell and Holland, 2008).

The so-called multi-equilibrium thermobarometry begins to develop during the 90s for this purpose. It involves the use of internally consistent thermodynamic datasets for a wide range of minerals and chemical systems, implying a breakthrough on the research of phase relationship for mineral assemblages. These datasets are known as internally consistent because the thermodynamic parameters regressed for each phase depend on the others to produce equilibria which best fit the experimental determinations. The two most commonly used internally consistent databases in metamorphic petrology are those compiled by Holland and Powell (1985; 1990; 1998 updated 2003; 2011) and Berman (1988; 1991; 2007). Currently, several thermodynamic calculation software use internally consistent datasets for modelling phase equilibrium in petrological systems. THERMOCALC (Powell and Holland, 1988), Perple_X (Connolly, 1990) and Theriak-Domino (de Capitani and Brown, 1987) are most common in metamorphic petrology.

Thermodynamic calculation software

At their heart, these computer programs are an internally consistent thermodynamic datasets that allows using thermodynamic data in a variety of ways, solving how to handle multiple dimensions represented in two.

Perple_X is a command-line-driven software package that performs Gibbs energy minimization to create phase diagrams and pseudosections.

Theriak-Domino is a suite of programs to calculate and plot thermodynamic functions, equilibrium assemblages and rock-specific equilibrium assemblage diagrams (i.e. pseudosections).

Straightforward application is granted by both Perple_X and Theriak-Domino, which are based on fast computing algorithms and has the ability to calculate and plot "ready to use" phase diagrams in reasonably short times without user intervention, performing calculations with a wide range of thermodynamic databases.

On the other hand, THERMOCALC uses a nonlinear equation solver to calculate user-specified equilibria via only its own internally consistent thermodynamic dataset (Holland and Powell, 1985; 1990; 1998 updated 2003; 2011). It handles mineral equilibria through inverse modelling (geobarometry/thermometry using average P-T), and forward modelling (calculating phase diagrams for model systems, i.e. $P-T-X-\mu$ pseudosections). The average P-T method of THERMOCALC considers an independent set of equilibria (from which all the other possible equilibria can be calculated) and a robust statistical treatment to indicate quantitatively the uncertainty on the result (Powell and Holland 1994; Powell and Holland 2008). Create a diagram in THERMOCALC is laborious as curves must be built up one by one and manually combined, and can be extremely time-consuming without granting success. On the other hand, it allows understanding how phase diagrams are calculated (user monitors the Phase Rule, Schreinemaker's analysis, and how variance changes across field boundaries).

Summarizing, numerical modelling of phase relations requires a set of thermodynamic data for mineral end-members, a description of the activity-composition relations and a software to perform the calculations.

Among the most frequent software implemented in metamorphic petrology, the rapidity and relative easiness of use, together with the possibility of using multiple datasets, make Perple_X and Theriak-Domino interesting alternatives for calculating phase diagrams in relatively simple chemical systems. Calculating diagrams in complex chemical systems requires considerable understanding on the operation of both. THERMOCALC may be the best choice for calculating accurate phase diagrams in complex chemical systems, or with phases requiring complex mixing models (López-Carmona, 2015; see example in Fig. 2).

Pseudosection approach

The advantage of multi-equilibrium thermodynamic calculation programs resides in their ability to generate pseudosections.

After the pioneering work of Hensen (1971), and subsequent inquiries by some isolated workers (e.g. Hudson 1980), it was the development of the internally-consistent thermodynamic datasets and the software THERMOCALC at the end of the 1980s, what allowed the widespread use of pseudosections for metamorphic rocks (Powell and Holland 1985; 1988; Guiraud et al. 1990; Powell and Holland 1990).

Pseudosections are phase diagrams that show stability fields of different equilibrium mineral assemblages for a particular bulk-rock composition (e.g. Powell and Holland, 1988). Considering the rock chemical composition (X) provides added constraints unavailable in conventional thermobarometry, such as phase's coexistence, when phases (minerals, fluids or liquids) in the mineral assemblage are no longer stable, or when additional phases join the mineral assemblage. Through the comparison between the natural observations and the results of the numerical model, pseudosections allow understanding the metamorphic evolution of a specific rock as P, T and X change. Pseudosections have the power to provide valuable additional thermobarometric information and do not depend on measurements of

mineral composition. Likewise, even partly preserved assemblages (e.g. inclusions or partly pseudomorphed minerals) may be useful to infer segments of the P–T path of a rock, before and after the main equilibration stage (e.g. López-Carmona et al., 2011; 2013; 2014).

Moreover, at each point of a pseudosection, the composition and proportion of all phases may be calculated. Then, pseudosections allow estimating specific equilibria by calculating the P–T stability of particular mineral compositions with respect to the bulk rock composition, i.e. allows calculating mineral composition (and proportion, expressed in relative molar abundance) isopleths. The value set for the isopleth compositional variable derives from the EPMA analysis of that particular mineral in a specific sample (cf. Evans, 2004^{a,b}).



Fig. 2. (a) Petrogenetic grid for various high-pressure metapelites. Black dots and blue lines represent the invariant points and univariant reactions "seen" by sample BS, used as an example composition. Modified after Wei and Powell (2003); (b) user's draft for reaction [17]; (c) thermocalc "output" for reaction [17]; (d) P–T pseudosection in the KFMASH system for sample BS. Black dots and highlighted black lines represent the invariant points and univariant reactions "seen" by the BS composition. Modified after López-Carmona et al. (2010; 2015)

Isopleths then are used to further constrain equilibration conditions. Isopleths are particularly useful when applied on understanding chemical zoning of minerals. These isolines allow to quantitatively investigate the effects of crystal fractionation on phase stability. Therefore, applying pseudosections to real rocks provides P–T estimates at which particular minerals grew within a rock. However, pseudosections are not fool proof and show certain drawbacks that are shortly addressed below.

When calculated using a thermodynamic dataset, pseudosections represent the result of a forward numerical modelling, and are independent on the petrographic observations in the specific rock. An important restriction when using multi-equilibrium tools is implicit in the internally consistent thermodynamic dataset. Knowledge on the thermodynamic parameters for mineral phases used in thermobarometry has largely improved since databases appeared, but there is still much to be done. Occasionally, the use of provisional data in the internally consistent database is subject to unknown errors that can slightly alter phase's stability, and thus the P–T estimates. Nevertheless, even the best software cannot overcome problems arising from missing or unconfident thermodynamic data.

Two crucial elections have to be carefully considered before start working with THERMOCALC: choosing the chemical system, and the right bulk rock composition. The chosen chemical system must be as close as possible to nature. Ignoring a phase component (such as e.g. apatite) can artificially modify the bulk rock composition. This can be solved applying the appropriate corrections (e.g. Ca in apatite correction $CaO = CaO-3.33*P_2O_5$). The available chemical system usually depends on the accessible solid solution models. In general, simpler systems may be used to forward modelling theoretical scenarios, whereas inverse modelling requires larger systems. However, complex systems imply complex mixing models for solid-solution phases that may be a source of additional errors. Choosing the right bulk rock composition (expressed in mol %) is decisive since the pseudosection would be only valid for such election. Nevertheless, as many minor elements are systematically ignored (e.g. P₂O₅ or BO₂), bulk rock compositions in THERMOC-ALC are always (reliable) approximations to real rocks. The effects of overlooking these components depend on the sensitivity with which the adjustments on the bulk composition have been done, which relies on the petrographic user-knowledge of the sample considered. THERMOCALC manages the so-called effective bulk rock composition, which is that available to the reacting assemblage of phases (see Stüwe, 1997). Metamorphic rocks are commonly heterogeneous; this effective composition then may change throughout the history of metamorphic recrystallization, and largely depends on the equilibration volumes. Two mechanisms can alter the effective bulk-composition of a rock during metamorphism, the open system behaviour (e.g. deformation or fluid effects) and the successive (re)equilibrations. The occurrence of chemically zoned phases (typically garnet) in a sample implies crystal fractionation. Thus, the chemical reservoir from which minerals are growing (whole-rock composition before garnet crystallization) would change into a new rock composition devoid of the components that reacted while the zoned crystal was growing (effective rock composition after garnet crystallization; cf. Hollister, 1966; Atherton, 1968; Spear, 1991).

Accordingly, the effective bulk-composition of a rock through its metamorphic history may be characterised by a multitude of relatively small equilibration volumes (e.g. Stüwe, 1997; Tinkham and Ghent, 2005; Pitra, 2011). Currently two main approaches are used to obtain the effective-bulk composition, but the method used depends on the scale and accuracy of the problem to be solved. Small compositional domains may be analysed by quantitative X-ray mapping with an EPMA over a selected area of the sample (e.g. Clarke et al., 2001; Marmo et al., 2002). This method allows both, the possibility to selectively eliminate individual phases that are interpreted not to have been reacting during recrystallization of surrounding phases, and the chance to eliminate compositional domains that are distinctly different from that of the region of primary interest in compositionally layered samples (see Tinkham and Ghent, 2005). Equilibrium is generally thought to be attained at the hand-sample scale if no clear evidence to the contrary is found (Chernoff and Carlson, 1997; Hirsch et al., 2003). Theoretically, if the compositional domains of interest are about 1 cm wide or greater, up to hand-sample scale, individual domains can be separated and analysed with X-ray fluorescence spectroscopy (XRF). THERMOCALC is provided of a facility (the rbi "read bulk info" code) that allows defining or changing a bulk rock composition through the mode and composition of phases. This application can be used to investigate the internal buffering of fluids or the fractionation of bulk rock compositions due to porphyroblast growth, as well as to assess the loss of melt from a bulk rock composition or to make an approximate protolith composition from a melt depleted rock.

Finally, the difficulty to determine the proportion of significant components such as H_2O and Fe_2O_3 ("O" in THERMOCALC) in the bulk composition, by routine analytical techniques, raises important uncertainties when modelling phase equilibria, and can largely influence phase relations and hence, P–T estimates. The amount of H_2O has to generally be guessed, if not in excess, whereas the Fe_2O_3 can be determined. Total iron (expressed as $Fe_2O_{3(T)})$ can be measured by XRF and FeO can be analysed by wet chemical titration. Then, the amount of Fe_2O_3 is calculated stoichiometricazlly.

Acknowledgments Grant № 5.2352.247/ПЧ (PCh)

References

- Atherton, M.P. (1968): The variation in garnet, biotite, and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. Contributions to Mineralogy and Petrology 18, 347–371
- Berman, R.G. (1988): Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. Journal of Petrology, 29, 445-522.
- Berman, R.G. (1991): Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. In: Gordon, T.M. & Martin, R.F. (eds). Quantitative methods in petrology: an issue in honor of Hugh J. Greenwood. Canadian Mineralogist 29, 833–855
- Berman, R.G. (2007): WinTWQ (version 2.3): a software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations, Geological Survey of Canada, Open File 5462, (ed. 2.32), 41 p.
- Brown, M. (2014): The contribution of metamorphic petrology to understanding lithosphere evolution and geodynamics. Geoscience Frontiers 5, 553–569
- Chernoff, C.B. & Carlson, W.D. (1997): Disequilibrium for Ca during growth of pelitic garnet. Journal of Metamorphic Geology 15(4), 421–438
- Clarke, G. L., Daczko, N. R. & Nockolds, C. (2001): A method for applying matrix corrections to X-ray intensity maps using the Bence–Albee algorithm and Matlab. Journal of Metamorphic Geology 19, 635–644
- Connolly, J.A.D. (1990): Multivariable phase diagrams; an algorithm based on generalized thermodynamics. American Journal of Sciences 290, 666–718
- De Capitani C. & Brown T.H. (1987): The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ide-

al solutions. Geochimica et Cosmochimica Acta 52, 639-2652

- Evans, T. P. (2004^a). A method for calculating effective bulk composition modification due to crystal fractionation in garnet-bearing schist: implications for isopleth thermobarometry. Journal of Metamorphic Geology 22, 547–557
- Evans, T. P. (2004^b). Reconciling the structural and metamorphic record of orogeny in central western New Hampshire through microstructure and garnet isopleth thermobarometry. Unpublished PhD Thesis, James Cook University, 89 p.
- Goldschmidt, V. M. (1911). Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Vidensk. Skrifter. L Mat.-Naturv. K. 11
- Guiraud, M., Holland, T. & Powell, R. (1990): Calculated mineral equilibria in the greenschist-blueschist-eclogite facies in Na₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: methods, results and geological applications. Contributions to Mineralogy and Petrology 104, 85–98
- Hensen, B.J. (1971): Theoretical phase relations involving garnet and cordierite in the system MgO–FeO–Al₂O₃–SiO₂ . Contributions to Mineralogy and Petrology 33, 191–214
- Hirsch, D.M., Prior, D.J. & Carlson, W.D. (2003). An overgrowth model to explain multiple, dispersed high-Mn regions in the cores of garnet porphyroblasts. American Mineralogist 88, 131–141
- Hodges, K.W. (1991): Pressure-temperature-time paths. Annual Review of Earth and Planetary Science 19, 207–236
- Holland, T.J. B. & Powell, R. (2011): An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. Journal of Metamorphic Geology 29, 333–383
- Holland, T.J.B. & Powell, R. (1985): An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations : 2. Data and results. Journal of Metamorphic Geology 3, 343–370
- Holland, T.J.B. & Powell, R. (1990): An enlarged and updated internally consistent ther-modynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K₂O-Na₂O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂- SiO₂-C-H₂-O₃. Journal of Metamorphic Geology 8, 89–124
- Holland, T.J.B. & Powell, R. (1998): An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. Journal of Metamorphic Geology 16, 309–343
- Holland, T.J.B. & Powell, R. (2003): Activity-composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. Contributions to Mineralogy and Petrology 145, 492–501.
- 22. Hollister, L. S. (1966): Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. Science 154, 1647–1651
- Hudson, N.F.C. (1980): Regional metamorphism of some Dalradian pelites in the Buchan Area, NE Scotland. Contributions to Mineralogy and Petrology 73, 39–51
- Kohn, M. (2016): Metamorphic chronology-a tool for all ages: past achievements and future prospects. American Mineralogist 101, 25–42
- Kohn, M.J., Engi, M. & Lanari, P. (2017): Significant Ages: an introduction to Petrochronology. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 83(1), 1–12
- Korzhinskii, S. (1959): Physico-chemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals. Consultants Bureau, New York, 142 p.
- López–Carmona, A., Abati, J. & Reche, J. (2010): Petrologic modeling of chloritoid–glaucophane schists from the NW Iberian Massif. Gondwana Research 17, 377–391
- López-Carmona, A., Abati, J., Pitra, P. & Lee, J.K.W. (2014): Retrogressed lawsonite blueschists from the NW Iberian Massif: P-T-t constraints from thermodynamic

modelling and ${\rm ^{40}Ar}/{\rm ^{39}Ar}$ geochronology. Contributions to Mineralogy and Petrology 167(3), 1–20

- López–Carmona, A., Kusky, T.M, Santosh, M & Abati, J. (2011): P–T and structural constraints of lawsonite and epidote blueschists from Liberty Creek and Seldovia: Tectonic implications for early stages of subduction along the southern Alaska convergent margin. Lithos 121, 100–116
- López–Carmona, A., Pitra, P. & Abati, J. (2013): Blueschist– facies metapelites from the Malpica–Tui Unit (NW Iberian Massif): phase equilibria modelling and H₂O and Fe₂O₃ influence in high–pressure assembalges. Journal of Metamorphic Geology 31, 263–280
- Marmo, B.A., Clarke, G.L. & Powell, R. (2002): Fractionation of bulk rock composition due to porphyroblast growth: effects on eclogite facies mineral equilibria, Pam Peninsula, New Caledonia. Journal of Metamorphic Geology 20, 151–165
- 32. Pitra, P. (2011): Numerical modelling of phase equilibria and its contribution to understanding orogenic processes. Mémoire présenté en vue d'obtenir l'Habilitation à diriger des recherches. 66 p. Unpublished.
- Powell, R. & Holland, T.J.B. (2008): On thermobarometry. Journal of Metamorphic Geology 26, 155–179
- Powell, R. (1978): Equilibrium thermodynamics in petrology (An Introduction). Harper & Row, London, 284 p.
- Powell, R. and Holland, T.J.B. (1985). An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations : 1. Methods and a worked example. Journal of Metamorphic Geology 3, 327–342
- Powell, R. and Holland, T.J.B. (1988): An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. Journal of Metamorphic Geology 6, 173–204
- Powell, R. and Holland, T.J.B. (1990): Calculated mineral equilbria in the pelite system, KFMASH. American Mineralogist 75, 367–380
- Powell, R., Guiraud, M. & White, R.W. (2005): Truth and beauty in metamorphic mineral equilibria: conjugate variables and phase diagrams. Canadian Mineralogist 43, 21–33
- Powell, R., Holland, T.J.B. & Worley, B. (1998): Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. Journal of Metamorphic Geology 16, 577–588
- Spear, F.S. (1991): On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. Journal of Metamorphic Geology, 9, 379–388
- Spear, F.S. (1993): Metamorphic Phase Equilibria and Pressure–Temperature–Time Paths. 1st edition. Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 799 p.
- Stüwe, K. (1997). Effective bulk composition changes due to cooling: a model predicting complexities in retrograde reaction textures. Contributions to Mineralogy and Petrology 129, 43–52
- Thompson, J.B. (1959): Local equilibrium in metasomatic processes. In: Abelson, P.H. (ed.). Researches in Geochemistry, Wiley, New York, 427–457.
- Tinkham, D.K. & Ghent, E.D. (2005): Estimating P-T conditions of garnet growth with isochemical phase diagram sections and the problem of effective bulk-composition. Canadian Mineralogist 43, 35–50
- 45. White, R.W., Powell, R. & Johnson, T.E. (2014): The effect of Mn on mineral stability in metapelites revisited: new a–x relations for manganese-bearing minerals. Journal of Metamorphic Geology 32, 809–828
- Wood, B.J. & Fraser, D.G. (1977): Elementary Thermodynamics for Geologists. Oxford University Press, Cary, North Carolina, 318 p.

EPISODIC MELTING AND MAGMATIC RECYCLING ALONG 50 MA IN THE VARISCAN BELT LINKED TO THE OROGENIC EVOLUTION IN NW IBERIA

^{1,2} Gutiérrez-Alonso, G., ^{1,2} López-Carmona, A., ¹ García Acera, G., ¹Martín Garro, J.,

³Fernández-Suárez, J., ⁴Gärtner, A., ⁴Hofmann, M.

¹Department of Geology, University of Salamanca, Plaza de los Caídos s/n, 37008, Salamanca, Spain

² Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, 6 Lenina Ave, Tomsk 634050, Russia

³ Department of Petrology and Geochemistry, Complutense University of Madrid and IGEO-CSIC, 28040 Madrid, Spain

⁴ Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie, Koenigsbruecker Landstr. 159, 01109 Dresden, Germany

Variscan granitoid magmatism in NW Iberia is an example of the intimate linkage between granitoid magma production and plate convergence/collisional/post-collisional geodynamic scenarios. In the Western European Variscan belt (WEVB) realm, the major stages of convergent tectonics and its aftermath, are recorded by granitoid suites generated in a time span of about 50 million years (ca. 340-290 Ma). There is however some ongoing controversy regarding: i) whether there was a significant magmatic event in the early Carboniferous, for which there is hitherto scarce evidence, and ii) whether the Variscan magmatic activity was continuous or it rather occurred through discrete and relatively short-lived pulses. Unravelling these issues is one of the key elements to better constrain and interpret the different processes involved in the collisional scenarios that lead to the Variscan orogeny in Iberia during Late Paleozoic times (e.g. Matte, 2001, Ballèvre et al., 2009; Martínez Catalán et al., 2009; Arenas et al., 2016; Díez Fernández et al., 2016) and the subsequent development of the Ibero-Armorican Arc (IAA) (e.g. Weil et al., 2013 and references therein).

The advent of a large amount of more precise U-Pb age data on Variscan granitoids (and some volcanic rocks) from NW Iberia in recent years has provided a more focused picture of the magmatic history of the WEVB, providing solid ground for interpretations that link periods of more intense magmatic activity with largescale crust-mantle processes involved in the collisional orogeny and the subsequent development of the Ibero Armorican Arc.

Based on the observation of those more precise U-Pb ages and new data, three main pulses of magmatic activity seem to be well established. These pulses recycle (re-melt) the previously formed granitoid rocks (Figs. 1 and 2):

Post-orogenic granitoid suite (POS henceforth) (ca. 305-290 Ma), that intrudes all the structural domains of the orogen, including the foreland fold and thrust belt, which makes the WEVB rather unique. The POS includes a large number of volumetrically minor intrusions of mafic and ultramafic rocks. This magmatic event has been extensively studied and dated. The POS has been interpreted as generated by lithospheric delamination triggered by the oroclinal bending of the mountain belt.

Syn-extensional collapse granitoids (ca. 325-315 Ma): mostly crustal (S-type) peraluminous leucogranites generated by decompression melting following the extensional collapse of the mountain belt.

A third suite of Variscan granitoids, not considered in most of the published models, has been found with ages clustering around 340 Ma. In addition, a significant amount of ca. 340 Ma zircon xenocrysts has been found in the ca. 320 Ma syntectonic leucogranitoids of the Tormes Dome and surrounding areas, in the ca. 305 Ma Toledo Anatectic Complex and the western part of the Gredos Massif, and also as detrital zircons in Variscan syn-orogenic sediments.

This work has been funded by the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness under the project ODRE III-Oroclines & Delamination: Relations & Effects (CGL2013-46061-P) and the Russian Ministry of Education and Science under the project «Origin, metallogeny, climitic effects and cyclicity of Large Igneous Provinces» (14.Y26.31.0012).

References

- Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Díez Fernández, R., Gerdes, A., Abati, J., Fernández-Suárez, J., Andonaegui, P., González Cuadra, P., López-Carmona, A., Albert, R., Fuenlabrada, J.M., Rubio Pascual., F.J., 2016, Allochthonous terranes involved in the Variscan suture of NW Iberia: A review of their origin and tectonothermal evolution. Earth-Science Reviews, v. 161, p. 140–178.
- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009, Palaeozoic history of the Armorican Massif: models for the tectonic evolution of the suture zones. Comptes Rendus Geoscience. v. 341, p. 174–20.
- Bea, F., Montero, P., Molina, J. F. 1999. Mafic precursors, peraluminous granitoids, and late lamprophyres in the Avila batholith: a model for the generation of Variscan batholiths in Iberia. The Journal of Geology, v. 107(4), p. 399-419.
- Díaz-Alvarado J., Castro A., Fernández C. Moreno I., 2011. Assessing Bulk Assimilation in Cordierite-bearing Granitoids from the Central System Batholith, Spain; Experimental, Geochemical and Geochronological Constraints. Journal of Petrology v. 52, p. 223-256.
- Díaz-Alvarado J., Fernández C., Castro A., Moreno I., 2013. SHRIMP U-Pb zircón geochronology and termal modeling of multilayer granitoid intrusions. Implications for the building and termal evolution of the Central System batholith, Iberian Massif, Spain. Lithos 175-176 (2013) 104-123.
- Díez Fernández, R., Arenas, R., Pereira, M. F., Sánchez-Martínez, S., Albert, R., Martín Parra, L.M., Rubio Pascual, F.J., and Matas, J., 2016, Tectonic evolution of Variscan Iberia: Gondwana-Laurussia collision revisited. Earth-Science Reviews, v. 162, p. 269–292.
- Díez-Fernández R., Pereira M. F. 2017. Extensional orogenic collapse captured by strike-slip tecotonics: Constrains frm structural geology and U-Pb gechronology f the Pinhel shear zone (Variscan orogen, Iberian Massif). Tectonophysics, v. 691, p. 290-310.
- García Acera, G. 2017. Geología y geocronología U-Pb (LA-ICP-MS) de las facies graníticas del Valle del Jerte (Cáceres). BSc Thesis, University of Salamanca, 32 pp.
- Gutiérrez-Alonso G., Fernández-Suárez J., Jeffries T. E., Johnston S. T., Pastor-Galán D. Murphy J. B., Franco M. P. Gonzalo J. C. 2011. Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. Tectonics, v. 30.
- Martín Garro, J., 2015. Geocronología de U/Pb mediante LA-ICP-MS en circones del Complejo anatéctico de Toledo

y el batolito de los Montes de Toledo. MSc Thesis. Salamanca University, 50 pp.

- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Abati, J., Martínez, S. S., García, F. D., Suárez, J. F., Clavijo, E. G., 2009. A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: the Variscan belt of NW Iberia. Comptes Rendus Geoscience, v. 341(2), p. 114-126.
- Matte, P., 2001, The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. Terra Nova, v. 13, p. 122–128.
- Montero, P., Bea, F., Zinger, T. 2004. Edad 207Pb/206Pb en cristal único de circón de las rocas máficas y ultramáficas del sector de Gredos, Batolito de Ávila (Sistema Central Español). Revista de la Sociedad Geológica de España, v. 17(3-4), p. 157-167.
- Pereira M. F., Díez-Fernández R., Gama C., Hofmann M., Gärtner A. Linnemann U., 2017. S-type granite generation

and emplacement during a regional switch from extensional to contractional deformation (Central Iberian Zone, Iberian autochthonous domain, Variscan Orogeny). International Journal of Earth Scieces.

- Villaseca C., Orejana D. Belousova E., Amstrong. R. A., Perez-Soba C., E. Jeffries T. 2011. U-Pb isotopic ages and Hf isotope composition of zircons in Variscan gabbros from central Spain: evidence of variable cristal contamination. Mineralogy and Petrolology, v.101, p. 151-167.
- Weil, A.B., Gutiérrez-Alonso, G., Johnston, S.T., Pastor-Galán, D., 2013, Kinematic constraints on buckling a lithospheric-scale orocline along the northern margin of Gondwana: A geologic synthesis. Tectonophysics, v. 582, p. 25–49.
- Zeck H. P., Wingate M. T. D., Pooley G. 2006. Ion microprobe U-Pb zircón geochronology of a late tectonic granitic-gabbroic rock complex within the Hercynian Iberian belt. Geological Magazine, v. 144, p. 157-177.



Figure 1.- A) Graph [Th/U] vs. Age (Ma). and B) Histogram and Kernel distribution (KDE) of single zircón U-Pb ages of Variscan granitoids in NW Iberia (from García Acera 2017). Data from López-Moro et al., 2017; Gutierrez-Alonso et al., 2011; Zeck et al., 2006; Díaz-Alvarado et al., 2011, 2013; Martín-Garro, 2015; Pereira et al., 2017; Díez-Fernández et al., 2017 Villaseca et al., 2011; Bea et al., 1999; Montero et al., 2004; and García Acera, 2017.



Figure 2.- Proposed conceptual model for the recycling and re-melting of the three magmatic events found in NW Iberia according to the ages of the zircon grains found in them. A: Felsic magmatism of uncertain origin at ca. 340 Ma. B: Felsic magmatism at ca. 320 Ma associated with the orogenic collapse, extensional shear zones and extensive migmatization recycling previous 340 Ma granite bodies. C: Felsic and mafic magmatism of ca. 310-295 Ma that produced new zircons and recycled zircons from the two previous magmatic Variscan events. The latter event is interpreted to have occurred due to orocline triggered lithospheric delamination.

SEMI-AUTOMATIC EXTRACTION AND MAPPING OF DYKE SWARMS BASED ON MULTI-RESOLUTION REMOTE SENSING IMAGES: APPLIED TO THE KULUKTAGE BLOCK IN THE NORTHEASTERN TARIM CRATON

Nina Ni¹, Ninghua Chen¹, Richard E. Ernst^{2, 3},

 ¹ Department of Earth Sciences, Zhejiang University, Hangzhou 310027, China
² Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, K1S 5B6, Canada
³ Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk 634050, Russia E-mail: 11338026@zju.edu.cn (N. Ni)

Abstract: Here we present an efficient method to map mafic dyke swarms semi-automatically by using multi-resolution remote sensing images. This method is applied in the Kuluketage block in the northeastern Tarim craton, northwest China, where mafic dykes of likely Neoproterozoic are widely exposed. The tracing of dykes, including their orientation, length, thickness, density, and distribution is done by integrating 30-m multispectral Landsat 8 and 2-m panchromatic CORONA KH-4B imagery. The Gramm–Schmidt Spectral Sharpening approach is used to generate color composite and fusion images with 2-m resolution. The Canny edge detector and Hough transform are used to detect dyke edges. Combining the detection of dyke edges with ArcGISTM, the dyke orientation, length, density, thickness, and exposed area are measured. The accuracy of the semi-automatic method exceeds 75% in comparison with manual mapping of the dykes. More than 80% of the dykes were intruded into Proterozoic granites, and the main dyke orientation is NW-SE (300° - 320°), but additional trends are present which likely represent additional swarms. For the main swarm the distribution of measured dyke lengths and thicknesses are best fit by a negative exponent distribution based on the estimated coefficients of determinations. The depth of an underlying magma chamber is estimated at <33 km based on the assumption that the dykes are vertically emplaced. Alternatively, the source area for the swarm is located beyond the NW or SE ends of the swarm based on a lateral dyke injection model.

MAGNETIC GEOPHYSICAL SURVEYING USING ROBOTIC VEHICLES: AN OVERVIEW OF RECENT ADVANCES

Claire Samson,

Dept. of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Ontario, Canada K1S 5B6 (claire.samson@carleton.ca)

Robotic vehicles – unmanned aircraft systems (UASs) and unmanned ground vehicles (UGVs) – open new possibilities for magnetic geophysical surveying. The use of UASs is increasingly popular as they bridge the gap between data acquired by ground crew (~2 m above ground level) and manned aircraft (~125 m above ground level). The use of UGVs is foreseen for niche applications such as the detection of unexploded ordnance or mapping contaminated areas.

Several UAS and UGV projects are ongoing at Carleton University, in the department of earth sciences and the department of mechanical and aerospace engineering. Most projects are done in collaboration with the industry.

Our team has designed and built a custom-made UAV, adapted a commercial off-the-shelf UAV, and tested UAVs available on the market. We sought to investigate the complex issue of the magnetic interference between the magnetometer and the robotic platform itself. A scanning frame with a moving magnetometer was built to map in detail the magnetic signature of a UGV and several UASs, with and without several subsystems powered. Results showed that the electrical cables connecting the battery to the engine, and servos were the most problematic components. Our team has flown several surveys with fixed-wing and rotarywing UASs in a variety of geological environments, including a sedimentary basin and a prospective zinc deposit. We analyzed stability in flight, data quality via the fourth difference method, and repeatability.

We have tested two different UGVs: a space exploration rover mostly built from non-magnetic components and equipped with a magnetometer mounted at the end of a long boom, and a commercial rover with a magnetometer mounted on an aluminum tower. Both UGVs have been used to perform magnetic surveys in urban and natural environments.

WHY INTERMEDIATE ROCKS ARE RARE IN LIPS?

Ying Xia^{a, b}, Di-Cheng Zhu^{a, b}, Richard E. Ernst^{c, d}

a. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, and School of Earth Science and Resources, China

University of Geosciences, Beijing 100083, China, woxiaying@126.com

b. CAS Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences, Beijing 100101, China

c. Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, 634050 Russia

d. Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa K1S5B6, Canada

The absence of intermediate rocks in differentiated products of basaltic parents, often observed as bimodal (basicsilicic) suites, occurs in a variety of tectonic settings and has been the subject of debate for 160 years. Many explanations have been offered (such as liquid immiscibility, deep stagnant intermediate intrusions, fractionation of iron-rich oxides during late stage magma evolution), but there is no consensus view. The recently preferred model is silicic magmas are generated by crustal melting caused by basaltic magma ponding at the base of the crust, and this model has been supported by isotopic data and numerical modelling of large igneous provinces (LIPs). However, this model of lower crustal melting also applies in continental arcs where intermediate compositions are common. A feasible explanation for this differing behavior between LIPs and continental arcs is that basaltic magma ascends faster in LIPs than in arcs and therefore experiences more limited fractionation. However, our investigation of LIPs (e.g.,

Deccan, Emeishan, Caribbean-Colombian) has demonstrated that basaltic and basalt andesitic magmas in LIPs are actually highly evolved (with low MgO (3~5 wt.%) and Mg# 30~40). Thus, these highly differentiated basalts (as recognized by low MgO and Mg") are not marked by a corresponding drop in SiO₂, which means that basalt evolution is towards an iron rich, not silicon rich composition. Another explanation for the lack of intermediate compositions in products of basaltic magma fractional crystallization in LIPs is actually an evolutionary 'trick'; that is, the SiO, of fractioning minerals (dominated by pyroxene and plagioclase) is the same as the host basaltic magmas. As a result, fractional crystallization of those mineral phases won't cause significant SiO₂ increase but will continue to cause MgO and Mg# to decrease. This explanation also can be applied in sub-alkaline rock series in other settings such as oceanic spreading ridges, back-arc, rift and oceanic island, all of which lack significant intermediate compositions.

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ И ОЦЕНКА ДЛИТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КАЛГУТИНСКОЙ МОЛИБДЕН-ВОЛЬФРАМОВОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ, РОССИЯ)

Анникова И.Ю.^{1,2}, Владимиров А.Г. ^{1,2,3}, Травин А.В.^{1,2,3}, Мурзинцев Н.Г.¹, Смирнов С.З. ^{1,2,3}, Соколова Е.Н. ^{1,2}, Ойцева Т.А. ⁴

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, г. Новосибирск ²Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск ³Томский государственный университет, г. Томск ⁴Восточно-Казахстанский государственный технический университет, г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан

AGE STAGES AND AN ESTIMATION OF FORMATION TIME FOR THE KALGUTA MOLYBDENUM-TUNGSTEN ORE-MAGMATIC SYSTEM (GORNY ALTAI, RUSSIA)

Annikova I.Yu. ^{1,2}, Vladimirov A.G. ^{1,2,3}, Travin A.V. ^{1,2,3}, Murzintsev N.G. ¹,Smirnov S.Z. ^{1,2,3}, Sokolova E.N. ^{1,2}, Oitseva T.A. ⁴

¹Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk ²Novosibirsk State University ³Tomsk State University ⁴East-Kazakhstan State Technical University

Geochronological review for the Kalguta Mo-W ore-magmatic system (Gorny Altai), based on the 25 age, undertaken in different years by U-Pb (Shrimp-II), Re-Os and Ar-Ar isotopic methods, both by the authors of these abstracts and other researchers are presented. That geochronological review allowed to ascertain the long interval of the formation both for the Kalguta ore-magmatic system (215-181 M.a.) and for the East-Kalguta elvan-ongonite dike belt (202-181 M.a.), and taking into account the geological relationships of various components of the ore-magmatic system, it is proposed to distinguish 5 stages of its formation. Stage I (215 \pm 1 M.a.) corresponds to the formation of biotite porphyric granites of the major intrusion phase and rich molybdenum mineralization, represented by an ore body named the "Mo-stockwork"; stage II (206 \pm 1 M.a.) is associated with the formation of leucogranite stocks and pegmatite veins in granites; stage III (202 \pm 1 M.a.) - that time interval corresponds to the formation of most ongonite-elvan dykes, forming the dike belt; stage IV (195 \pm 1 M.a.) corresponds to the formation of extended ultra-rare-metal ongonite-elvan dikes, localized in the central part of the dike belt, spatially aligned with the rich tungsten veins of the Kalguta Mo-W deposit; stage V (181 \pm 1 M.a.) is represented by thin and short ongonite-elvan dikes in the periphery of the dike belt.

Постановка задачи. Проблема оценки длительности формирования редкометалльно-гранитных рудно-магматических систем (РМС), в особенности - с участием онгонитов, крайне слабо освещена в современной научной литературе. На основе изотопных данных считается, что кислая магма не может длительное время находиться в расплавленном состоянии, в частности, эволюция редкометалльного расплава должна происходить не дольше, чем за 10⁵ лет (Коваленко и др., 1999; Костицын, 2004), а продолжительность жизни гидротермальной системы - 10³-10⁵ лет (Merceron et al., 1992).

К геологическим объектам, для которых получены наиболее достоверные результаты изотопного датирования, охватывающие как интрузивные, так и рудные образования, можно, например, отнести главный эпизод гранитного магматизма и формирование первичной Sn-минерализации Рудных гор (Erzgebirge), укладывающиеся во временной интервал не более 10 млн лет (325-318 млн лет) (Romer at al., 2007), редкометалльные граниты и сопровождающее их Sn-W-оруденение месторождения Забытое (Приморье), сформировавшиеся в интервале 68-73 млн лет (Руб, Руб, 2006).

В большинстве публикаций приводятся результаты изотопного датирования только магматических пород, а возрастное положение рудных образований (внутримагматическая или постмагматическая минерализация) устанавливается по геологическим наблюдениям и соответствующей геохимической специализации гранитов: редкометалльные граниты Бовуар (Raimbault et al., 1995), гранитные комплексы Чукотки и Приамурья с онгонитами и Sn-W оруденением (Алексеев, 2013), Вознесенская РМС в Приморье (Гоневчук, 2002), Хангилайский массив с входящими в его состав Та- месторождением в Орловском массиве и Спокойнинским W-месторождением (Коваленко и др., 1999; Баданина и др., 2010), топаз-протолитионитовые граниты и онгониты Базардаринского рудного района (Юго-Восточный Памир) (Владимиров и др., 1991), оловоносные гранит-лейкограниты массива Пиа Оак (Северный Вьетнам) (Владимиров и др., 2012), редкометалльные граниты и пегматиты Калба-Нарымской рудной зоны (Восточный Казахстан) (Дьячков, 2012; Oitseva et. al., 2016).

Вместе с тем, для ряда гранитных интрузий, с которыми ассоциирует оруденение, установлены длительные интервалы (десятки млн лет) их формирования: граниты Азиатского оловянного пояса (Cobbing et al., 1986), Вознеснской РМС в Приморье (Руб, Руб, 2006, Гоневчук, 2002), Рудных гор (Štemprock et al., 2005), Корнубийского батолита (Henley, 1972). Вероятнее всего это можно объяснить: 1) несистематическим обобщением датировок, полученных разными методами изотопного датирования и с большими погрешностями; 2) продолжительным общим временем последовательного внедрения отдельных гранитных массивов, слагающих батолит или рудный район; 3) датированием измененных магматических пород и переотложенной и/или наложенной рудной минерализации.



Рис. 1. Геологическая схема Калгутинского редкометалльно-гранитного массива.

 1 – девонские вулканогенно-осадочные отложения нерасчлененные; 2 - порфировидные биотитовые граниты главной интрузивной фазы; 3 резкопорфировидные двуслюдяные турмалинсодержащие лейкограниты (Аргамджинский шток); 4 - порфировидные и/или неравномернозернистые двуслюдяные лейкограниты (Джумалинский шток); 5 - Восточно-Калгутинский онгонит-эльвановый пояс (а – дайки, б – массивы); 6 - крупнозернистые мусковитовые лейкограниты (Восточный шток); 7 - четвертичные отложения; 8 - геологические границы; 9 – контур центральной части дайкового пояса и наиболее продуктивного разведочного участка Калгутинского месторождения (подробная схема - на рис. 2); 10 - точки отбора проб и результаты изотопного датирования (в черных прямоугольниках – данные U-Pb изотопного датирования, в белых – Ar-Ar изотопного датирования), номера в скобках соответствуют порядковым номерам в таблице 1. На врезке показано географическое положение Калгутинского массива.

В публикациях 2000-х годов при тщательном подходе длительные интервалы формирования РМС разбираются на несколько более коротких: например, для Корнубийского батолита в юго-западной Англии (Chesley et al., 1993, Chappel, Hine, 2006; Le Boutillier, 2002).

Для решения задачи корректной оценки длительности формирования редкометалльно-гранитных рудно-магматических систем Калгутинская РМС представляется эталонотипным объектом, т.к. в пределах одного эрозионного среза здесь можно наблюдать породы всех этапов формирования рудно-магматической системы (граниты, лейкограниты, внутригранитные пегматиты, постгранитные дайки, кварцеворудные жилы, грейзены).

Геологическое строение. Калгутинская РМС представляет собой пример взаимосвязи гранитного магматизма и редкометалльно-молибден-вольфрамового оруденения. Ее формирование относят к внутриплитному этапу, связанному с тектоно-магматической активизацией Алтайской аккреционно-коллизионной системы под воздействием Сибирского суперплюма (Добрецов и др., 2005; Владимиров и др., 2005). В этих геодинамических условиях проявлен ряд рудно-магматических систем, к которым относятся крупные и уникальные месторождения Mo, W, Sn, Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Be (Добрецов и др., 2010; Кузьмин, Ярмолюк, 2011).

Магматические комплексы Калгутинской РМС включают от одноименный массив редкометалльных биотитовых порфировидных гранитов главной фазы, штоки турмалинсодержащих, двуслюдяных и мусковитовых лейкогранитов фазы дополнительных интрузий (с запада на восток - Аргамджинский, Джумалинский и Восточный) и Восточно-Калгутинский онгонит-эльвановый дайковый пояс (рис. 1).



Рис. 2. Схема геологического строения Восточно-Калгутинского дайкового пояса.

1 - девонские вулканогенно-осадочные отложения нерасчлененные; 2 – порфировидные биотитовые граниты главной интрузивной фазы Калгутинского массива; 3 – «Молибденовый штокверк»; 4-7 – породы Восточно-Калгутинского дайкового пояса: 4 – эльваны (а – дайки, б - массивы), 5 - онгониты, 6 – ультраредкометалльные онгониты, 7 - ультраредкометалльные эльваны; 8 - четвертичные отложения; 9 – точки отбора проб и результаты изотопного датирования (в черных прямоугольниках – данные U-Pb изотопного датирования, в серых – Re-Os изотопного датирования, в белых – Ar-Ar изотопного датирования), номера в скобках соответствуют порядковым номерам в таблице 1.

Дайковый пояс, общей протяженностью 10-15 км и шириной около 3 км, образован более чем сотней отдельных дайковых тел мощностью от десятков сантиметров до первых метров; протяженность рудной зоны Калгутинского Мо-W месторождения составляет 2 км при ширине 0,5 км, при этом наиболее продуктивный участок месторождения пространственно совмещен с осевой частью дайкового пояса (рис. 2). Кроме кварцевых жил, богатое молибденовое оруденение содержится в грейзенах и грейзенизированных микрогранитах штокверка, известного на Калгутинском месторождении как «Молибденовый шток», приуроченного к центральной части дайкового пояса (рис. 2).

Результаты геохронологических исследований. Предыдущие исследования Калгутинской РМС, предпринятые авторами, позволили установить уникальность состава пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса, необычный характер эволюции расплавов, формировавших породы пояса, а также существенный временной разрыв (~15 млн лет) между формированием гранитов главной интрузивной фазы Калгутинского массива и пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса (Владимиров и др., 1998; Анникова и др., 2006; Поцелуев и др., 2008; Соколова и др., 2011). Полученные в этих работах результаты поставили вопрос о факторах, которые могли стать определяющими в эволюции наиболее поздних рудопродуктивных порций магм Калгутинской РМС и ее продолжительности в целом. Для решения этой задачи в 2014 году авторами было проведено ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование штоков лейкогранитов, внутригранитных пегматитов, грейзенов и пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса, максимально охватывающее дайки как по составу, так и по их локализации в пределах пояса. Новые результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования Калгутинской РМС, полученные в лаборатории изотопно-аналитических методов ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) методом ступенчатого прогрева (Травин и др., 2009) по 8 монофракциям мусковита из магматических пород и сливному кварц-мусковитовому агрегату (онкозину) из грейзенов, сводятся к следующему. Наиболее молодые оценки возраста пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса - 179.7 ± 1.3 млн лет и 184.3 ± 1.4 млн лет характерны для эльванов юго-восточного и восточного флангов пояса, наиболее древние – 202.2 ± 2.1 млн лет - для онгонитов, обнаженных на северо-восточном фланге пояса, в пределах одного из разведочных участков Калгутинского месторождения, две оценки возраста, полученные для протяженной ультрарекометалльной дайки из осевой части пояса, дали близкий результат: «эльвановая часть» дайки – 195.0 ± 2.1 млн лет, «онгонитовая часть» – 196.1 ± 2.1 млн лет, для грейзенов «Молибденового штока» значение возраста плато составило 188.8 ± 1.4 млн лет (рис. 2); для лейкогранитов Джумалинского и Аргамджинского штоков - 205.9 ± 2.2 и 206.6 ± 2.2 млн лет соответственно, для пегматитов из гранитов главной фазы- 205.4 ± 2.2 млн лет (рис. 1).

Заключение. В настоящей работе представлен геохронологический обзор для Калгутинской редкометалльно-гранитной рудно-магматической системы, в основу которого положены результаты 25 определений возраста магматических и рудных образований этой РМС, предпринятых в различные годы U-Pb (Shrimp-II), Re-Os и Ar-Ar изотопными методами, как авторами настоящих тезисов (Анникова и др., 2006; 2014), так и другими исследователями (Berzina et al., 2003, Seltmann, et. al., 2007; Гусев, 2011) (табл. 1). Новые данные ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования Калгутинской РМС в совокупности с результатами предшествующих геохронологических исследований (Berzina et al., 2003; Анникова и др., 2006; Seltmann et al., 2007; Гусев, 2011) позволили констатировать длительный характер формирования как в целом Калгутинской РМС (215-181 млн лет), так и Восточно-Калгутинского дайкового пояса (202-181 млн лет), а с учетом геологических взаимоотношений различных компонентов Калгутинской РМС предлагается выделять пять этапов в ее формировании (рис. 3).

I этап (215±1 млн лет) отвечает формированию гранитов главной интрузивной фазы и богатого молибденового оруденения, представленного рудным телом, именуемым «Молибденовый штокверк»:

II этап (206±1 млн лет) связан с формированием штоков лейкогранитов и внутригранитных пегматитов в гранитах главной интрузивной фазы;

III этап (202±1 млн лет) - онгонит-эльвановый, его временной диапазон соответствует формированию большинства даек, слагающих дайковый пояс;

IV этап (195±1 млн лет) отвечает формированию ультраредкометалльных протяженных даек онгонитов и эльванов, локализованных в центральной части дайкового пояса, пространственно совмещенной с богатыми вольфрамовыми жилами месторожления:

V этап (181±1 млн лет) представлен маломощными непротяженными дайками онгонитов и эльванов на периферии дайкового пояса.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 16-05-00128а и 17-05-00936а), Министерства науки и образования РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ) и Министерства образования и науки РК (научная тема № 747).



Гипабиссальная фация глубинности

Возраст геологических объектов, млн лет

🔳 U-Pb- изотопный метод, цирконы (Shrimp-II), О Ar-Ar- изотопный метод, слюды, 🔶 Re-Os-изотопный метод, молибденит

Рис. 3. Этапы формирования Калгутинской рудно-магматической системы. Номера анализов на схеме соответствуют порядковым номерам в таблице 1.

Таблица 1.

Этапы формирования Калгутинской рудно-магматической системы по данным геохронологических исследовани	ий
--	----

№ п.п.	Порода	№ пробы	Метод, минерал	Возраст, млн лет	Первоисточник		
	І этап – Граниты главной интрузивной фазы и «Молибденовый штокверк» с богатым молибденовым оруденением						
1.	Биотитовый порфировидный гранит на удалении от рудного поля месторождения	П-068	U-Pb, SHRIMP II, циркон	207.5±1.7	Гусев, 2011		
2.	Биотитовый порфировидный гранит на периферии рудного поля месторождения	1-271	U-Pb, SHRIMP II, циркон	215.0±3.2	Анникова и др., 2006		
3.	Биотитовый порфировидный гранит в руд- ном поле месторождения	П-678	U-Pb, SHRIMP II, циркон	210.1±2.9	Гусев, 2011		
4.	Кварц-молибденит-халькопиритовая жила в «Молибденовом штокверке»	P-220	Re-Os, молибденит	220.0±1	Berzina et al., 2003		
5.	То же	-	Ar-Ar, мусковит	218.0±2	Seltmann, Borisenko, Fedoseev (Eds), 2007		
6.	Кварц-молибденит-вольфрамитовая жила в «Молибденовом штокверке»	К-209	Re-Os, молибденит	213.0±1	Berzina et al., 2003		
7.	То же	К-185	Ar-Ar, мусковит	214.0±2.4	Calum Davis 1		
8.	Кварц-мусковитовый грейзен с сульфида- ми в «Молибденовом штокверке»	К-220	Ar-Ar, мусковит	207.9±0.9	Seltmann, Borisenko, Fedoseev (Eds), 2007		
9.	Сливной кварц-мусковитовый агрегат (он- козин) в «Молибденовом штокверке»	КЛ-116	Ar-Ar, порода	188.8±1.4	Анникова и др., 2014		
	II этап – Лейкограниты дополнительных интрузий (Аргамджинский и Джумалинский штоки) и внутригранитные пегматиты						

10.	Двуслюдяной турмалинсодержащий лейкогранит Аргамджинского штока	Л-448	Ar-Ar, мусковит	206.3±2.2	Анникова и др., 2014
11.	Двуслюдяной лейкогранит Джумалинского штока	КЛ-341/1	Ar-Ar, мусковит	205.8±2.2	Анникова и др., 2014
12.	Пегматит в гранитах главной фазы	КЛ-314/1	Ar-Ar, мусковит	205.3±2.2	Анникова и др., 2014

«Биотитовый порог» К-Аг системы в гранитах ГФ					
13.	Биотитовый порфировидный гранит ГФ на периферии рудного поля месторождения	1-271	Ar-Ar, биотит	202.0±1	Анникова и др., 2006
14.	Биотитовый порфировидный гранит ГФ в рудном поле месторождения	1-277	Ar-Ar, биотит	202.0±0.6	Анникова и др., 2006
III этап – Онгониты и эльваны Восточно-Калгутинского дайкового пояса					
15.	Эльван (рудное поле месторождения)	683-11	U-Pb, SHRIMP II, циркон	204.0±2	Гусев, 2011
16.	Ультракалиевый риолит-порфир (рудное поле месторождения)	678-2	U-Pb, SHRIMP II, циркон	200.8±1.1	Гусев, 2011

17.	Ультраредкометалльный онгонит (севе- ро-восточная часть пояса в пределах одно- го из разведочных участков месторожде- ния)	1-262/3	Ar-Ar, мусковит	203.4±1.5	Анникова и др., 2006	
18.	Эльван (массив в центральной части дай- кового пояса)	1-278	Ar-Ar, мусковит	202.4±0.8	Анникова и др., 2006	
19.	Онгонит (северо-восточная часть пояса в пределах одного из разведочных участков месторождения)	КЛ-15	Ar-Ar, мусковит	202.4±2.1	Анникова и др., 2014	
	IV этап – Лейкограниты Восточного штока, ультраредкометалльные онгониты и эльваны центральной части дайкового пояса и богатое вольфрамовое оруденение					
20.	Мусковитовый лейкогранит Восточного штока	10136	U-Pb, SHRIMP II, цирконы	195.0±2.7	Гусев, 2011	
21.	То же	10137	U-Pb, SHRIMP II, цирконы	193.1±2.1	Гусев, 2011	
22.	Ультраредкометалльный онгонит из протя- женной дайки центральной части пояса	КЛ-211	Ar-Ar, мусковит	196.1±2.1	Анникова и др., 2014	
23.	Ультраредкометалльный эльван из той же дайки	КЛ-209	Ar-Ar, мусковит	195.0±2.1	Анникова и др., 2014	
V этап – Эльваны на периферии дайкового пояса						
24.	Эльван (северо-восточный фланг пояса)	КЛ-121	Ar-Ar, мусковит	184.3±1.4	Анникова и др., 2014	
25.	Крупновкрапленниковый эльван, (юго-вос- точный фланг пояса)	КЮ-8	Ar-Ar, мусковит	179.7±1.3	Анникова и др., 2014	

Литература

- Алексеев В.И. Дальневосточная провинция редкометалльных литий-фтористых гранитов и её рудоносность // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2013. № 16. С. 258-263.
- Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Журавлев Д.З., Крук Н.Н., Лепехина Е.Н., Матуков Д.И., Мороз Е.Н., Палесский С.В., Пономарчук В.А., Руднев С.Н., Сергеев С.А. U-Pb, ³⁹Ar/⁴⁰Ar датирование и Sm-Nd, Pb-Pb изотопное исследование Калгутинской молибден-вольфрамовой рудно-магматической системы (Южный Алтай, Россия) // Петрология, 2006, Т. 14, № 1, С. 90-108.
- Анникова И.Ю., Смирнов С.З., Соколова Е.Н., С.В. Хромых, Владимиров А.Г., Травин А.В. Эволюция очага магмы при формировании Восточно-Калгутинского редкометалльно-гранитоидного дайкового пояса (Горный Алтай) // Материалы Второй международной геологической конференции «Граниты и эволюция Земли», 17-20 августа 2014 г., Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2014, С. 15-19.
- Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Волкова Е.В., Томас Р., Трамболл Р.Б. Состав расплава Li-F гранитов и его эволюция в процессе формирования рудоносного Орловского массива в Восточном Забайкалье // Петрология. - 2010. - Т. 18, № 2. - С. 139-167.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Чупин В.П., Туркина О.М., Руднев С.Н., Владимиров В.Г., Титов А.В. Топаз-протолитионитовые граниты и онгониты Базардаринского

рудного района (Юго-Восточный Памир) // Геология и геофизика. – 1991. - № 4. - С. 40-48.

- Владимиров А.Г., Выставной С.А., Титов А.В., Руднев С.Н., Дергачев В.Б., Анникова И.Ю., Тикунов Ю.В. Петрология раннемезозойских редкометалльных гранитов юга Горного Алтая: вклад в проблему происхождения расплавов, аномально обогащенных редкими щелочами и фосфором // Геология и геофизика. – 1998. - Т.39. - №7. - С. 901-916.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Полянский О.П., Владимиров В.Г., Бабин Г.А., Руднев С.Н., Анникова И.Ю., Травин А.В., Савиных Я.В., Палесский С.В. Корреляция герцинских деформаций, осадконакопления и магматизма Алтайской коллизионной системы как отражение плейт-и плюмтектоники // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). М.: ГИН РАН. 2005. С. 182-215.
- Владимиров А.Г., Фан Лыу Ань, Крук Н.Н., Смирнов С.З., Анникова И.Ю., Павлова Г.Г., Куйбида М.Л., Мороз Е.Н., Соколова Е.Н., Астрелина Е.И. Петрология оловоносных гранит-лейкогранитов Пиа Оак (Северный Вьетнам) // Петрология, 2012, Т. 20, № 6, С. 599-621.
- Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. - 300 с.
- Гусев Н.И. Хронология магматизма (SHRIMP II) Калгутинской редкометалльно-вольфрам-молибденовой рудно-магматической системы (Горный Алтай, Россия) // Геология рудных месторождений, 2011, Т. 53, № 3, С. 280-296.

- Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплюма // Доклады РАН, 2005, т. 400, № 4, с. 505-509.
- Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т.51, № 9, с.1159-1187.
- Дьячков Б.А. Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса // Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2012. – 129 с.
- Коваленко В. И., Костицын Ю. А., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометальных Li-F гранитоидов // Петрология. - 1999. - Т. 7, № 4. - С. 401-429.
- Костицын Ю.А., Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Чевычелов В.Ю. Rb-Sr изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере месторождений Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье) // Геохимия, 2004, № 9, С. 940-948.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Плюмы и связанные с ними месторождения полезных ископаемых // Современное состояние наук о Земле: Материалы научно-практической конференции. Москва, 2011. С. 1032-1034.
- Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Бабкин Д.И., Никифоров А.Ю., Котегов В.И. Калгутинское редкометалльное месторождение (Горный Алтай): магматизм и рудогенез. Томск: STT, 2008. 226 с.
- 18. Руб А. К., Руб М. Г. Редкометалльные граниты Приморья. М.: ВИМС, 2006. 86 с.
- Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Астрелина Е.И., Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Котлер П.Д. Состав, флюидный режим и генезис онгонит-эльвановых магм Калгутинской рудно-магматической системы (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2011, № 11, Т. 52, С. 1748-1775.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181-1199.
- Berzina A.N., Stein H.J., Zimmerman A., Sotnikov V.I. Re-Os ages for molybdenite from porphyry Cu-Mo and greisen Mo-W deposits of southern Siberia (Russia) preserve metallogenic record // Mineral Exploration and Sustainable Development, 2003, Millpress, Rotterdam, P. 213.

- Chappell B.W., Hine R. The Cornubian Batholith: an example of magmatic fractionation on a crustal scale // Resource Geology. 2006. V. 56, № 3. 203-244.
- Chesley J.T., Halliday A.N., Snee L.W., Mezger K., Shepherd T.J., Scrivener R.C. Thermochronology of the Cornubian batholith in southwest England: Implications for pluton emplacement and protracted hydrothermal mineralization. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1993. 57 (8): 1817–1835.
- 24. Cobbing E.J., Mallick D.I., Pitfield P.E., Teoh L.H. The granites of the Southeast Asian Tin Belt // Journal of the Geological Society of London. 1986. 143: 537-550.
- Henley S. Petrogenesis of quartz porphyry dykes in South-West England // Nature physical science. 1972. Vol. 235, 95-97.
- Le Boutillier N. The Tectonics of Variscan Magmatism and Mineralisation in South West England - Volume I. 2002. Thesis for PhD. // http://myweb.tiscali.co.uk/ geologyofcornwall/Le%20Boutillier%20Volume%20I.pdf.
- Merceron T., Vieillard P., Fouillac A. M., Meunier A. Hydrothermal alterations in the Echassières granitic cupola (Massif central, france) // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1992; 112(2). P. 279-292.
- Oitseva T.A., Kuzmina O.N., Murzintsev N.G., Kotler P.D. Rare metal structures, mineral types and age of the pegmatite deposits of Qalba-Narym granitoid belt // Proceedings of the 8th International Siberian Early Career Geoscientists Conference, Novosibirsk, 13-24 June 2016, IGM SB RAS, IPPG SB RAS, NSU, P. 216-217.
- Raimbault L., Cuney M., Azencott C., Duthou J.L., Joron J.L. Geochemical evidence for a multistage magmatic genesis of Ta-Sn-Li mineralization in the granite at Beauvoir, Franch Massif Central // Economic Geology, 1995, v. 90, p. 548-576.
- Romer R.L., Thomas R., Stein H.J., Rhede R. Dating multiply overprinted Sn-mineralized granites - Examples from the Erzgebirge, Germany // Mineralium Deposita. 2007, 42(4): 337-359.
- Seltmann R., Borisenko A., Fedoseev G. (Eds). Magmatizm ane Metallogeny of the Altai and Adjected Large igneous Provinces with am Introductory Essay on the Altaids // IAGOD Guidebook Series 16, CERCAMS/NHM, London, 2007. 294 p.
- 32. Štemprok M., Pivec E., Langrová A. The petrogenesis of a wolframite-bearing greisen in the Vykmanov granite stock, Western Krušné hory pluton (Czech Republic) // Bulletin of Geosciences, 2005, Vol. 80, No. 3, 163–184.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИДЕНТИФИКАЦИЯ ПРОДУКТОВ ЭКСПЛОЗИВНОГО ВУЛКАНИЗМА В УГЛЯХ МИНУСИНСКОГО БАССЕЙНА

Арбузов С.И.¹, Ильенок С.С.¹, Вергунов А.В.¹, Шалдыбин М.В.¹, Соболенко В.М.², Некрасов П.Е.³

¹Национальный исследовательский Томский политехнический университет, ²ОАО «Разрез Аршановский», ³ ООО «СУЭК-Хакасия», siarbuzov@mail.ru

Исследован состав измененной вулканогенной пирокластики (тонштейнов) в углях черногорской свиты Минусинского каменноугольного бассейна. В пределах угольных пластов в разрезе выявлено более 40 тонштейнов. Изучен их минеральный и химический состав. Помимо типичных каолинитовых тонштейнов, состоящих на 80-99% из каолинита, в углях выявлены специфические маломощные фосфатоносные горизонты с содержанием P_2O_5 до 15,5%. На основе геохимических данных восстановлен состав исходной пирокаластики. Основная масса тонштейнов представлена кислой риолит-риодацитовой пирокластикой. Значительна роль пирокластики андезито-дацитового состава. Встречаются отдельные прослои, представленные первичной пирокластикой основного состава. Предполагается, что источник пирокластического материала тонштейнов расположен на юге на территории современной Монголии и Забайкалья.

За вековую историю исследования пирокластического материала в углях его следы, в основном в виде тонштейнов, установлены в большинстве угольных бассейнов мира. В Сибирском регионе, благодаря работам А.В. Вана (Ван, 1967, 1968, 1972, 1973а, 1974), участие вулканогенной пирокластики в формировании угленосных отложений было отмечено довольно рано. Можно утверждать, что он одним из первых с достаточной полнотой оценил исключительную роль вулканизма в формировании современного облика угленосных отложений региона. На примере целого ряда угольных бассейнов (Кузнецкий, Минусинский, Тунгусский), он показал глобальную роль вулканизма в формировании угленосных отложений (Ван, 1972, 2001).

Наиболее ярко следы палеовулканизма на территории Сибири проявлены в Минусинском бассейне. Впервые наличие пирокластического материала в углях бассейна было отмечено В.М. Богомазовым (1961). И.Б. Волкова (1980) дала первое описание в углях бассейна специфических прослоев - тонштейнов, и высказала мнение об их водно-осадочном генезисе. Более детальные исследования тонштейнов в пределах Черногорского месторождения Минусинского бассейна выполнены Л.А. Адмакиным (Адмакин, 1992). Он выделил в пластах Великан, Мощный и Гигант 27 маломощных глинистых прослоев и довольно детально описал некоторые из них. Хотя результаты исследований и не были в должной мере оценены, отчасти в связи с их незавершенностью, но отдельные тонштейны в пределах Черногорского месторождения использовались и до сих пор используются для корреляции угольных пластов (Гигант I, Великан II).

Несмотря на значительное количество вулканогенной пирокластики в углях Минусинского бассейна, на наличие тонштейнов в большинстве угольных пластов, их использование для корреляции угленосного разреза ограничивается только Черногорским месторождением. Корреляция угольных пластов одного стратиграфического уровня на разных месторождениях у разных авторов существенно различается. Основная причина – отсутствие сведений о реперных горизонтах, легко распознаваемых в разрезе угольных пластов. В настоящее время в связи с интенсивной отработкой углей Минусинского бассейна появилась возможность опробования и изучения тонштейнов в большей части разреза угленосных отложений, а современные аналитические методы позволяют более корректно подойти к анализу состава тонштейнов и к реконструкции первичного состава пирокластического материала.

Настоящая работа посвящена комплексному минералого-геохимическому исследованию тонштейнов, выявленных в угольных пластах нижней наиболее доступной для опробования части угленосного разреза Минусинского бассейна, с целью выделения специфичных по составу пирокластических прослоев и разработки критериев их идентификации, возможности использования для корреляции угленосных отложений. Особый интерес представляет возможность идентификации тонштейнов в пределах всего Минусинского бассейна в связи с тем, что отработка ведется на трех пространственно разобщенных месторождениях (Черногорское, Бейское, Изыхское) несколькими угольными разрезами.

Исследованная часть угленосного разреза представлена черногорской свитой позднего карбона.

Опробование тонштейнов и углей выполнено бороздовым методом. Длина бороздовой пробы от 1 см до 5 см в зависимости от мощности опробованного тонштейна. Уголь вблизи тонштейна опробован с интервалом 2-3 см.

Всего в угольных пластах черногорской свиты опробовано 64 тонштейна, в том числе в Черногорском месторождении – 22 тонштейна, в Бейском - 42. Угли черногорской свиты в пределах Изыхского месторождения в настоящее время для исследований не доступны. Отдельные тонштейны опробованы в нескольких сечениях с целью проследить латеральную изменчивость минерального и химического состава. Так, тонштейны в пластах 16, 16а, 19, 19а и 19б Бейского месторождения опробованы одновременно в разрезе Аршановский и на расстоянии более 20 км в Восточно-Бейском разрезе. При опробовании отбирались пробы из тонштейнов и вмещающих углей весом 0,5-1 кг. Одновременно отбирался образец для изготовления прозрачно-полированного шлифа и препаратов для электронно-микроскопических исследований.

Аналитические исследования включали исследования химического состава тонштейнов и углей методами ICP MS, ICP AS и ИНАА. Для золы угля и породных прослоев выполнен анализ на породообразующие окислы методом РФА. Исследование химического состава тонштейнов проведено методом рентгенофлуоресцентного анализа в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН, г. Новосибирск (аналитик Н.Г. Карманова). Состав редких и радиоактивных элементов в тонштейнах, углях и золах углей определен методом инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА) в лаборатории ядерно-геохимических исследований кафедры геоэкологии и геохимии НИ ТПУ (исполнитель А.Ф. Судыко) и масс-спектрометрическим методом с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS) в аналитическом центре Дальневосточного геологического института, г. Владивосток (исполнитель - Н.В. Зарубина) и
в химико-аналитическом центре «Плазма», г. Томск (исполнитель – Н.В. Федюнина). Все лаборатории аккредитованы. Сходимость результатов различных методов анализа удовлетворительная.

Для изучения характера распределения минерального вещества в тонштейнах и околотонштейновом пространстве, анализа их текстурно-структурных особенностей выполнено петрографическое изучение шлифов на оптическом микроскопе Axioskop-40. Диагностика состава глинистого вещества тонштейнов проведена рентгенофазовым методом анализа. Рентгенофазовый анализ выполнен в лаборатории литологии Томского научно-исследовательского и проектного института нефти и газа на рентгеновском дифрактометре RIGAKU ULTIMA IV с реализацией съемки рентгенограмм в геометрии Брега-Брентано (исполнитель Ю.М. Лопушняк). Съёмка дифрактограмм проводилась при следующих параметрах: анод - Си (медь), напряжение рентгеновской трубки -40 кВ, ток – 30 мА, мощность – 1.2 кВт, скорость съемки 1°/ мин, шаг 0.02°, углы съемки 20 от 5° до 70°. Для улучшения качества рентгенофазового анализа и идентификации минералов с низким содержанием применялись специальные методы обработки проб (Moore, Reynolds, 1997).

Тонштейны в угольных пластах Минусинского бассейна достаточно хорошо распознаются визуально. Они характеризуются небольшой, но при этом выдержанной по простиранию, мощностью. Мощность тонштейнов обычно не превышает 2-3 см, лишь в отдельных случаях достигает 5 см (маркирующий тонштейн пласта Гигант Черногорского месторождения и тонштейн на границе пласта 16 и 16а Бейского месторождения). Границы прослоев четкие, контрастные. Лишь в случае перекрытия их алевролитом, как в пласте Великан Черногорского месторождения, отмечается постепенный переход. Тонштейны отчетливо выделяются светлой окраской на фоне угля, что отличает их от терригенных породных прослоев, обычно окрашенных в темные цвета за счет органического вещества.

В результате исследований установлено, что все изученные тонштейны имеют преимущественно каолинитовый состав. При этом встречаются как практически мономинеральные каолинитовые породы (от 70 до 100 % каолинита), так и тонштейны смешанного состава. Второстепенные минералы – это фосфаты (гойяцит и фторапатит), кварц, кристобалит, тридимит, полевые шпаты. Главные эпигенетические минералы, наложенные на ранее сформированные каолинитовые тонштейны, представлены карбонатами, преимущественно сидеритом, меньше доломитом, редко кальцитом. В отдельных тонштейнах Восточно-Бейского разреза отмечено также наличие вторичных гидрослюд до 10-12%.

Первичный состав вулканогенной пирокластики реставрировать достаточно сложно, так как она претерпела практически полное изменение. Основной минеральный состав самих тонштейнов для этих целей пригоден в малой степени. Можно использовать лишь сохранившиеся реликтовые структуры отдельных минералов, редкие реликты полевых шпатов, кварца, тридимита и отдельные акцессории (циркон). При этом чрезвычайно агрессивная среда торфяного болота приводила к тому, что разрушению подвергались даже цирконы. Периодически в тонштейнах выявляются корродированные кавернозные кристаллы цирконов. В других случаях они имеют правильные формы без следов коррозии. Чрезвычайно сильно разрушаются и считающиеся устойчивыми минералы титана с формированием новых минеральных форм, подчас весьма замысловатой формы.

Традиционно для целей идентификации первичного состава вулканогенной пирокластики тонштейнов используются химические элементы, относительно инертные в зоне гипергенеза, такие как Al, Ti, Zr, Y, Nb. Этот ряд может быть также дополнен Sc, Ta, Th и U. Одним из типовых коэффициентов является титановый модуль (TiO₂/Al₂O₂). Согласно исследованиям Д.А. Спирса (Spears, Kanaris-Sotiriou, 1979), TiO₂/Al₂O₂ отношение менее 0,02 характерно для кислой (риолитовой) пирокластики, более 0,06 - для основной. Промежуточные значения характерны для пирокластики среднего и щелочного состава. Следует отметить, что этот модуль неплохо работает, хотя и имеет ограниченную область применения. Как правило, основанные на этом отношении заключения о составе пирокластики подтверждаются другими критериями. В Черногорском и Бейском месторождениях преобладают тонштейны с отношением <0,02, что позволяет отнести их преимущественно к пирокластике риолитового и риодацитового состава. В подчиненном количестве присутствуют тонштейны с титановым модулем в интервале 0,02-0,05. Тонштейны со значением более 0,06 единичны. Встречены они в пластах Безымянный и Гигант на Черногорском месторождении и 16/ и 16 на Бейском месторождении.

Исследования показывают, что титан не является инертным компонентом в процессе преобразования палеопепла в условиях торфяных болот. Он переходит в подвижное состояние и перераспределяется, о чем свидетельствуют разнообразные новообразованные минеральные фазы, выявленные в тонштейнах. Но при этом вынос титана за пределы глинистых горизонтов, по-видимому, минимален. Он формирует оторочки вдоль включений органического вещества непосредственно в тонштейне, иногда весьма причудливой формы.

Использование предложенной для вулканитов диаграммы Дж. А. Винчестера и Р.А. Флойда (Winchester, Floyd, 1977) ограничено также различной подвижностью элементов, отношения которых легли в основу диаграммы. Установлен значительный вынос циркония и ниобия из пепловых горизонтов в процессе разложения и перекристаллизации первичного минерального вещества вплоть до мономинерального каолинитового состава. При сравнительно небольшой мощности изученных тонштейнов в золе угля на контакте с ними содержание циркония может достигать нескольких %, чаще десятых долей %, что на один-два порядка превышает его содержание в золе угля на удалении от контакта. Эти данные согласуются с результатами других исследований тонштейнов мира, показавшими значительное накопление циркония в углях вблизи тонштейнов (Hower, 1999; Arbuzov et al., 2016). Титан при этом, несмотря на перераспределение внутри тонштейна, в целом мигрирует слабее. На это указывает наличие его аутигенных минералов в тонштейнах или на непосредственном контакте тонштейна и угля. При этом в углях и золах углей на контакте с тонштейном контрастные зоны обогащения также встречаются, но они значительно менее контрастны, чем циркониевые. Аналогичные соотношения характерны и для другой пары элементов: ниобия и иттрия. Зоны обогащения угля на контакте с тонштейном более контрастны для ниобия и менее – для иттрия. Все это приводит к искажению реального соотношения элементов. Скорректировать результаты сложно в связи с невозможностью учесть реальную массу вынесенного из прослоя вещества. Грубые корректировки показывают на смещение результатов интерпретации в сторону возрастания щелочности и, в меньшей степени, кислотности исходных пород. Следовательно, корректное использование диаграммы Дж. А. Винчестера и Р.А. Флойда (Winchester, Floyd, 1977) возможно только совместно с другими критериями.

Определенную информацию несут радиоактивные элементы. В условиях восстановительной среды торфяного болота уран восстанавливается до валентности 4+ и довольно слабо мигрирует. Торий, как элемент-гидролизат, в этой среде мигрирует также слабо. Их миграция в этой геохимической обстановке возможна преимущественно за счет переноса в составе органо-минеральных комплексов (Арбузов и др., 2012). Следовательно, высокие их содержания могут служить индикаторами пеплов кислого и щелочного состава. Тонштейны с низким содержанием тория во всех случаях представлены разностями основного (базальтоиды) или среднего (андезиты) состава. Наличие высокоториевых разностей тонштейнов указывает на проявление кислого или щелочного вулканизма.

Среди изученных в Минусинском бассейне тонштейнов встречаются как низкорадиоактивные, так и высокорадиоактивные разности. Среди тонштейнов с повышенной радиоактивностью можно отметить в Черногорском месторождении прослои в пластах Гигант I, Великан I и Двухаршинный, а в Бейском месторождении – в пластах 16, 16а, 19 и 19а. Содержание тория в них колеблется от 30 до 120 г/т, содержание урана достигает 25 г/т. Торий-урановое отношение в основном повышенное и колеблется от 4 до 8, но бывает и сравнительно низким.

Проведенные сопоставления особенностей минерального и химического состава тонштейнов позволяет использовать их для корреляции угольных пластов Черногорского и Бейского месторождений. В общем виде угольный пласт Гигант I (верхняя часть) сопоставляется с пластом 16-16а. Пласт Великан I сопоставляется с пластом 19, а пласт Двухаршинный – с пластом 19а.

Источник вулканогенной пирокластики в углях бассейна не установлен. В.М. Богомазов (1961) высказал предположение, что центры вулканических извержений в этот период находились не на востоке Алтае-Саянской складчатой области, как в нижнем карбоне, а на западе и северо-западе. В настоящее время недостаточно информации для решения этого вопроса. С равной вероятностью источник мог быть расположен и на юге региона, на территории современной Монголии или Забайкалья. Например, близкие по возрасту поднекарбоновые угли месторождения Нурст Хотгор на северо-западе Монголии, находящиеся в 350-400 км к югу от исследованных месторождений характеризуются наличием мощных (до 30 см и более) тонштейнов. Очевидно, что источник вулканических пеплов здесь находился значительно ближе к району угленакопления, чем источник для Минусинского бассейна, где мощности тонштейнов редко превышают 5 см. В то же время средние мощности изученных тонштейнов в Восточно-Бейском разрезе, в целом, несколько больше, чем в Черногорском, расположенном к северу от него на расстоянии около 50 км. По мнению Л.А. Адмакина (1991) источник мог находиться на территории современного Западного Саяна.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-05-00405А

Список литературы

- 1. Адмакин Л.А. Тонштейны-геохронометры древних эруптивных циклов //Докл. АН СССР, 1991.- Т.320. №5. С.1194-1197.
- Адмакин Л.А. Типы тонштейнов в угольных пластах Минусинского бассейна.// Литология и полезные ископаемые, 1992. - №2. - с. 49-56.

- Арбузов С.И., Маслов С.Г., Волостнов А.В., Архипов В.С., Ильенок С.С., Формы нахождения урана и тория в углях и торфах Северной Азии // ХТТ, 2012. - №1. – С. 55-68.
- Богомазов В.М. Стратиграфия и условия образования доугленосных и угленосных отложений карбона и перми Минусинского бассейна.// Вопросы геологии угленосных отложений азиатской части СССР. – М.- Л.: Изд.- во АН СССР, 1961. – С. 79-116.
- Ван А.В. Эпигенез и метагенез угленосных отложений Кузнецкого бассейна // Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. – М.: Наука, 1967. – С. 99-118
- Ван А.В. Роль пирокластического материала в угленосных отложениях Кузнецкого бассейна. // Советская геология, 1968. - №4. – С. 129-137.
- Ван А.В. Вулканогенный пепел в угленосных отложениях верхнего палеозоя Средней Сибири // Литология и полезные ископаемые, 1972. – №1. – С. 40-51.
- Ван А.В. Вулканизм и угленакопление // Вопросы литологии Сибири. Труды СНИИГГМСа. – Новосибирск, 1973(а). – Вып. 170. – С. 14-21.
- Ван А.В. О месторасположении источников пеплового материала в угленосных отложениях верхнего палеозоя Кузнецкого бассейна // Труды СНИИГГМСа. – Новосибирск, 1973(б). – Вып. 170. – С. 111-113.
- Ван А.В. Роль вулканизма в образовании мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты.// Тр. Западно-Сибирского отделения ВМО, Вып.1. Магматизм, литология и вопросы рудоносности Сибири. – Новосибирск, 1974.- С. 52-61.
- Волкова И.Б. Тонштейны в угольных пластах Минусинского бассейна // Угольные бассейны и условия их формирования (Тез. докладов VI Всесоюзн. геол. угольн. совещ.). – Львов, 1980. –С. 121-122
- Ядренкин В.М. Литология и вещественный состав верхнепалеозойских угленосных отложений Изыхского месторождения // Угленосные отложения Кузнецкой и Тунгусской провинций. Тр. СНИИГГиМС.- 1975. – Вып. 221. – С. 59-67.
- Arbuzov, S.I., Mezhibor, A.M., Spears, D.A., Ilenok, S.S., Shaldybin, M.V., Belaya, E.V.Nature of Tonsteins in the Azeisk Deposit of the Irkutsk Coal Basin (Siberia, Russia) // Int. J. of Coal Geology, 2016.- Vol 152. - pp. 99-111 DOI: 10.1016/j.coal.2015.12.001
- Hower J.C., Rupport L.F., Cortland F.E. Lanthanide, yttrium, and zirconium anomalies in the Fire Clay coal bed, Eastern Kentucky// Int. J. Coal Geology. 1999, Vol. 39. № 1-3. - P. 141-153.
- Moore, D.M., Reynolds Jr., R.C., 1997. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press, Oxford.
- Spears D.A., Kanaris-Sotiriou R.A geochemical and mineralogical investigation of some British and other European tonsteins. Sedimentology, 1979. – V. 26. – P. 407–425.
- Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 1977. – V. 20. – P. 325–343.

ПЛАТИНОНОСНЫЕ ПИКРИТЫ СЕВЕРО-ЗАПАДА КАНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Бабинцев Н.А., Чернышов А. И.

Национальный исследовательский Томский государственный университет

Объектом исследования являются мафит-ультрамафитовые комплексы Кулибинского потенциального рудного узла, включая интрузивные образования кингашского комплекса и метаэффузивы кулижинской и кузьинской толщ; изученные объекты располагаются на северо-западном окончании Канского зеленокаменного пояса в Восточном Саяне.

Цель работы заключается в изучении петрографических, петрохимических и структурных особенностей исследуемых образований для их типизации и разработки критериев выделения рудоносных площадей.

Методы исследования. Петрографическое изучение пород осуществлялось на поляризационном микроскопе AxioScop 40 фирмы Carl Zeiss. Определение петрогенных элементов в породах проводилось в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск) и в лаборатории ОАО «Минусинская ГРЭ». Определение концентраций редкоземельных элементов проводилось методом ICP-MS в «Аналитическом центре геохимии природных систем» при Томском государственном университете (г. Томск) и в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск).

Результаты. По комплексу петро-геохимических критериев выделено 5 типов метавулканитов основного-ультраосновного состава. 4 из 5 выделенных типов представлены породами базальт-мелапикритоидной формации, с которыми ассоциируют интрузии кингашского комплекса. Пятый тип метавулканитов близок к известково-щелочным базальтам и среди прочих образований выделяется макроскопически. Породы базальт-мелпикритоидной фомации образуют с интрузиями кингашского комплекса вулкано-плутонический комплекс, продуктивный на ЭПГ, Си, Ni и являются продуктами дифференциации единого высокомагнезиального расплава. Комплекс исследований позволил определить критерии разделения метабазальтов на 2 типа, один из которых входит в рудоносную вулкано-плутоническую ассоциацию, а другой пользуется широким распространением только на безрудных частях изученной территории.

Ключевые слова: ультрамафиты, базальты, пикробазальты, пикриты, коматииты, ЭПГ, малосульфидные платинометальные месторождения, зеленокаменный пояс, Канская глыба

PGE-BEARING PICRITES FROM THE NORTH-WEST OF KANSK GREENSTONE BELT (EAST SAYAN)

Babintsev Nikita A., Chernyshov Aleksey I.

National Research Tomsk State University, Russia

The objects of the study are mafic-ultramafic complexes of Kulibinsk potential ore unit, including intrusive bodies of kingashsk complex and metavolcanic rocks of kuliginskaya and kuzinskaya series; studied objects are located at the north-west edge of Kansk greenstone belt in East Sayan.

The purpose of the work are petrographic, petrochemical and structural characteristics of studied objects, their typing and development criteria for selecting ore-potential areas.

Methods of research. Petrographic study of the rocks was carried out on the polarization microscope AxioScop 40 firm Carl Zeiss. Investigation of the gross composition of the rocks was carried out at the Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS (Irkutsk) and in the laboratory of Minusinsk Geological Prospecting Expedition. The concentration of rare-earth elements was determined by ICP-MS, which was held in the Analytic Center of Natural Systems Geochemistry of National Research Tomsk State University (Tomsk) and at the Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS (Irkutsk).

Results. According to set of petro-geochemical criteria there was identified 5 types of mafic-ultramafic metavoulcanic rocks. 4 of the 5 identified types reffered to the rocks of basalt-melapicritic formation, which associates with intrusive massifs of kingashsk complex. Fifth type of metavolcanites similar to the calc-alcalic basalts and among other formations can be determined macroscopic. The rocks of basalt-melapicritic formations of kingashsk complex forms volcano-plutonic complex, that is productive for PGE, Cu, Ni; these formations are products of the differentiation of a same high-mg melt. The studies identify criteria of distinction metabasalts on 2 types, one of them included in ore-bearing volcano-plutonic association, and the other widely distributed only at non-ore parts of studied territory.

Key words: ultramafites, basalts, picrobasalts, picrites, komatiites, PGE, low-sulfidic PGE deposits, greenstone belt, Kansk block

Введение

В последние десятилетия в результате реализации долгосрочной государственной программы по геологическому изучению и воспроизводству минерально-сырьевой базы на юге Сибири выделена новая Восточно-Саянская платино-никеленосная провинция (Михайлов Б.К. и др., 2007). В пределах Восточно-Саянской провинции выявлены, оценены и разведаны Кингашское и Верхнекингашское месторождения, а так же ряд рудопроявлений медно-никелевых и благороднометальных руд. Промышленно значимые платино-медно-никелевые месторождения и рудопроявления Канской глыбы связаны с мафит-ультрамафитовыми интрузиями кингашского комплекса, рудные тела этих месторождений залегают либо непосредственно в пределах интрузии, либо в её приконтактовых частях. Исследователями неоднократно (Корнев, Еханин, 1997; Корнев и др., 2003, Ножкин и др., 1995) отмечалась высокая перспективность рудоносности вулканитов, комагматичных интрузиям кингашского комплекса. В ходе поисковых работ 2013-2015 гг в пределах Кулибинской потенциального рудного узла (северо-запад Канского зеленокаменного пояса (ЗКП)) были выявлены геологические перспективы обнаружения промышленных скоплений руд платиноидов и отдельные тела вулканитов основного-ультраосновного состава с содержаниями Pd до 0,5-1г/т (Бабинцев и др., 2017). В данной работе приводится характеристика геологического строения, вещественного состава и геохимических особенностей различных вулканитов узла, перспективы их рудоносности и взаимосвязь с потенциально-рудоносными интрузиями кингашского комплекса.

Региональная позиция Канского ЗКП

Канский блок, занимающий пограничное положение между юго-западной окраиной Сибирского кратона и структурами складчатого обрамления, является фрагментом неопротерозойского аккреционного пояса. Для комплексов Канского блока характерна интенсивная тектонизированность и сложное блоково-чешуйчато-надвиговое строение, в породах блока фиксируется многоэтапное проявление дислокаций и метаморфизма (Ножкин и др., 2001). В пределах Канского блока выделено два зеленокаменных пояса: Канский и Идарский (Ножкин и др., 2001, 2005), в разрезах которых широко развиты метабазальты и пикробазальты в ассоциации со стратифицированными телами ультрамафитов (меланопикритов, коматиитов) и интрузиными субвулканическими ультрамафитами, эталоном которых является рудоносный Кингашский массив. Система тектонических швов северо-западного направления определяет границы Канского и Идарского ЗКП, которые отличаются геологическим строением и составом метаосадочно-вулканогенных толщ (рис. 1).

Канский ЗКП расположен в юго-восточной части Канского блока в бассейне рек Кан-Тукша-Куе-Кузье-Кулижа и сложен амфиболито-гнейсовыми толщами с субвулканическими и вулканическими телами ультрамафитов (Ножкин и др., 2001). Исследуемый Кулибинский потенциальный рудный узел (ПРУ) располагается на северо-востоке Канского ЗКП в бассейне рек Кулижа и Кирель и охватывает несколько ареалов тел ультрамафитов среди метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ, в которых преобладают амфиболиты и амфибол-биотитовые гнейсы.





1-осадочно-вулканогенные образования девона (Рыбинская впадина); 2-вулканогенно-осадочные отложения позднего рифея-кембрия; 3-метатерригенно-карбонатные комплексы протерозоя; 4-5-позднерифейские метаморфические гнейсово-амфиболитовые комплексы: 4-Шумихинского террейна, 5-Кирельского ареала; 6-15-метаморфические толци зеленокаменных поясов раннего протерозоя: 6-биотитовых и гранат-биотитовых парагнейсов, 7-гнейсово-амфиболитовая (дацит-базальтовая), 8-биотитовых и амфиболовых ортогнейсов (андезит-дацит-риодацитовая), 9-амфиболитовая (пикробазальт-базальтовая); 10-гранатсодержащих амфиболовых и биотитовых парагнейсов (граувакковая), 11-полевошпатовых амфиболитовая с горизонтами тремолит-серпентиновых сланцев (коматиит-базальтовая), 14-мигматит-гнейсовая; 15-маркирующие горизонты: а) мраморов, б) кварцитов; 16-тела ультрамафитов (вне маситаба) (а); треугольником бозначено положение Кингашского рудоносного массива (б). 17-22-интрузивные комплексы: 17-палеозойский габброидный, 18-ордовикский лейкогранит-гранитовый, 19-вендский трондьемитовый (Верхнеканский массив), 20-верхнерифейский тоналит-трондьемитовый (ИШумихинский и Кирельский массивы), 21-позднерифейский плагиогранит-гранитовый (Кузьинский массив), 22-раннепротерозойский габбровый. 23-тектонические границы: а) региональные разломы, б) прочие, 24-а) геологические границы, б) элементы залегания толи, 25 – Кулибинский рудный узел

Геологическое строение Кулибинского ПРУ

Метаморфические образования караганской серии Кулибинского ПРУ разбиты на ряд тектонических блоков северо-западного простирания, в разрезе которых чередуются существенно амфиболитовая верхняя кулижинская толща с гнейсово-парасланцевыми нижней кулижинской и кузьинской, мощности которых достигают 1 км. Для амфиболитовых толщ характерно наличие в разрезе тел ультрамафитов, как субвулканических (дуниты, верлиты, лерцолиты, пироксениты кингашского и идарского комплексов), так и вулканических (пикриты, коматииты (?)). Ультрамафиты образуют линзы, дайки и пластообразные тела, субсогласно залегающие среди вмещающих пород. Гнейсово-парасланцевые толщи нередко вмещают горизонты кварцитов и отдельные маломощные дайки гипабиссальных ультрамафитов и мафитов. Характерна также насыщенность толщ субсогласными и согласными с гнейсовидностью, реже секущими жилами плагиогранитов и их пегматоидными разностями (Бабинцев и др., 2017).

Характеристика магматических образований Кулибинского ПРУ и особенности их рудоносности приведены в работах (Чернышов и др., 2017; Бабинцев, Чернышов, 2017; Бабинцев и др., 2017). Отличием от схожих образований Кингашского рудного узла является отсутствие на изученной территории густовкрапленных и сливных медно-никелевых руд. Перспективы рудноносности Кулибинского ПРУ связаны с малосульфидным платинометальным оруденением в субвулканических и вулканических мафит-ультрамафитовых телах. Отмечается литологический и геохимический контроль оруденения, что подробно описано в (Бабинцев и др., 2017).

Характеристика вулканитов мафит-ультрамафитового ряда

В ходе изучения особенностей петрографического, петрохимического и редкоэлементного состава основных-ультраосновных метавулканитов было выделено 5 их типов:

1. Меланопикриты представляют собой равномерно-тонкозернистый агрегат талька, серпентина, тремолита и рудных минералов, с резким преобладанием первых двух. Исходные микроструктуры не сохраняются. По валовому составу данные образования близки к перидотитовым коматиитам (рис. 2; рис. 3) и именуются меланопикритами в виду отсутствия достоверно установленных структур спинифекс. Для меланопикритов характерно наличие бедной пирротин-халькопиритовой вкрапленности и содержания Pd до 1 г/т. Их химический состав близок к составу дунитов рудного узла, описанных в (Чернышов и др., 2017).

2. Метапикриты сложены тремолитом, серпентином, тальком с примесью рудных минералов, которые, аналогично меланопикритам, образуют тонкозернистый агрегат. Количество амфибола колеблется от 20 до 60%, валовый химический состав метапикритов существенно варьирует, но, в целом, соответствует составу куммулятивных пикритов кингашского комплекса, описанных в (Чернышов и др., 2017). Вулканические метапикриты отличаются от гипабиссальных аналогов характером распределения РЗЭ (рис. 4): при схожих концентрациях для вулканитов характерны существенно большие отношения La /Sm (1,2-5 в вулканитах против 1-1,1 в интрузивных) и La,/Yb, (1,2-8 в вулканитах против 1-1,1 в интрузивных). По химическому составу и характеру распределения редких элементов, метапикриты близки к базальтовым коматиитам БКЗ (по Конди, 1983), хотя и отличаются концентрациями лёгких РЗЭ. В целом, данные породы близки к базальтовым коматиитам барбетонского типа (рис. 3). Для них характерна бедная рассеянная пирит-халькопирит-пирротиновая вкрапленность и концентрации палладия 0,3-0,7 г/т.

3. Метапикробазальты по минеральному составу схожи с пикритами, однако амфиболы тремолит-актинолитового ряда в них значительно преобладают над серпентином и тальком, слагая 60-80% от объёма породы, нередко до 100%. Отмечаются значительные примеси хлорита (10-30%, редко более). Мономинеральные тремолититы и актинолититы, в отличие от прочих метавулканитов, отчётливо зернистые, в отдельных образцах - порфиробластовые. Состав пикробазальтов обнаруживает как сходство с базальтами типа TH2, так и с базальтовыми коматиитами БКЗ (по Конди, 1983). По химическому составу и характеру распределения РЗЭ они близки к высокомагнезиальным толеитовым базальтам TH2 (рис. 2), однако концентрации ряда редких элементов (Y, Nb и др.) существенно ниже. Отношения La₂/Sm₂=2,1-2,6, La_n/Yb_n=3,7-4,1, характер графика распределения РЗЭ (рис. 4) аналогичен вышеописанным пикритам, с поправкой на более высокие концентрации. Топология спектров РЗЭ и их концентрации в пикритах и пикробазальтах аналогичны распределению РЗЭ в пикробазальтах Кингашского рудного района по (Корнев, Еханин, 1997). Данные породы несут петрогеохимические черты сходства как с пикритами, так и с базальтами, являясь переходной разновидностью. Они вмещают пирит-пирротин-халькопиритовую минерализацию до 10-15 об.%, концентрации Рd в них достигают 0,5 г/т.

4. Метабазальты 1-го типа (метабазальты-1) состоят из тремолита, актинолита, роговой обманки, хлорита, эпидота, плагиоклаза и вторичных по нему серицита и соссюрита. В образцах, где амфиболы представлены тремолитом и актинолитом – плагиоклаз отсутствует, отмечаются лишь вторичные по нему минералы; в образцах, где обнаруживается роговая обманка, плагиоклаз представлен серицитизированным андезином №40, сохраняющим исходные микроструктуры. По валовому химсоставу и особенностям распределения редких и редкоземельных элементов, метабазальты 1-го типа близки к базальтам TH2 (по Конди, 1983), для них характерны отношения La_n/Sm_n=1,5-5,5, La_n/Yb_n=1,8-7,5 (рис. 4), повышенные в сравнении с пикробазальтами концентрации Y, Zr, и пониженные - Cr, Ni. Отдельные горизонты, обогащённые халькопиритом до 5-7 об.% характеризуются повышенными до 0,5-0,7 г/т концентрациями Pd.

5. Метабазальты 2-го типа (метабазальты-2) сложены роговой обманкой, плагиоклазом (андезин №30) и кварцем, который слагает 10-20 % объёма породы. По составу они близки к современным известково-щелочным базальтам и андезибазальтам (рис. 2), характеризуются ровными графиками распределения РЗЭ (La_n/Sm_n=1,1-1,2, La_n/Yb_n=1,2-1,3) и их повышенными концентрациями в сравнении с метабазальтами 1-го типа (рис. 4). В данных образованиях не обнаружены значимые концентрации платиноидов и они характеризуются резко пониженными содержаниями хрома и никеля (в 5-7 раз ниже, чем в метабазальтах 1-го типа).

Вулканиты ультрамафитового состава слагают как отдельные тела, так и горизонты мощностью до 100-150 м, в пределах которых отмечается ритмичное переслаивание метапикритов, пикробазальтов и базальтов 1-го типа (рис. 5). Для таких горизонтов характерно постепенное изменение состава вниз по разрезу в сторону увеличения основности, что отчётливо фиксируется в изменении минерального состава от актинолит-соссюритового в верхних частях горизонта до тальк-серпентинового в нижних. Помимо общего тренда увеличения основности, в пределах горизонта может отмечаться несколько ритмов с постепенным увеличением магнезиальности к подошве каждого ритма (Бабинцев и др., 2017). Именно в пределах таких ультрамафитовых горизонтов отмечаются наибольшие концентрации ЭПГ в пределах рудного узла.



Рис. 2 Вулканиты мафит-ультрамафитового состава на диаграмме MgO-Al2O3-(FeO+Fe2O3+TiO2). Поля на классификационной диаграмме (no Jensen, 1976): 1 – известково-щелочные базальты; 2 – толеитовые базальты: 2а – высокожелезистые, 26 – высокомагнезиальные; 3 – базальтовые коматииты; 4 – перидотитовые коматииты.



Рис. 3 Составы вулканитов базальт-коматиитовой серии Кулибинского ПРУ.

Сплошными линиями – поля составов по Конди, 1983: ТН – толеиты, БКбар – базальтовые коматииты барбетонского типа, ПК – перидотитовые коматииты. Пунктиром – коматиит-толеитовый тренд по Конди, 1983.

Метабазальты 2-го типа пользуются широким распространением лишь на удалении от ультрамафитов и не обнаруживают с ними связи в разрезе. С метабазальтами первого типа ассоциируют не только ультрамафитовые вулканиты, с которыми они связаны постепенным переходом, но и комагматичные им интрузии ультрамафитов кингашского комплекса. Таким образом, поля метабазальтов 1-го типа являют собой контур распространения вулкано-плутонической ассоциации, продуктивной на Cu-Ni-ЭПГ, которая объединяет вулканические и интрузивные образования мафит-ультрамафитового состава.

Средние и кислые метаэффузивы в рамках данной работы детально не изучались, по петрографическим описаниям на изученной территории представлены гнейсы первых трёх типов, описанных в (Ножкин и др., 2001).

Дискуссия

Для всех вышеописанных пород характерны бластоструктуры и отсутствие реликтов первичных минералов. Состав исходных пород реконструирован по петро-геохимическим критериям, опираясь на фундаментальные труды (Конди, 1983, Jensen, 1976) и исследования магматизма Канской глыбы (Ножкин и др, 2001, 2005).

Метабазальты 1-го типа, пикробазальты и пикриты характеризуются сходной топологией спектров РЗЭ с постепенным увеличением их концентраций от базальтов к пикритам. В ряду пикриты-базальты-1 так же отмечается постепенное увеличение концентраций ряда редких элементов (Y, Zr, Nb) и снижение концентраций Cr и Ni. На диаграмме (рис. 2) отражается непрерывный тренд от пикритов к базальтам, что в комплексе с характером распределения редких элементов позволяет предположить об образовании их в ходе дифференциации исходного высокомагнезиального пикритового расплава. Описанный вулканический комплекс в разных работах относится либо к коматиит-базальтовой (Корнев и др., 2003, Ножкин и др., 2005), либо к базальт-мелапикритоидной (Богнибов, Глазунов, 2000, Глазунов и др., 2003) формациям.

Схожая картина была установлена для интузивных образований кингашского комплекса в пределах Кулибинского ПРУ (Чернышов и др, 2017, Бабинцев и др, 2017), которые образуют с вулканическими пикритами единое поле на диаграмме (рис. 2). Интрузивные метапикриты характеризуются близкими концентрациями РЗЭ с вулканитами, последние отличаются лишь обогащением лёгкими РЗЭ. Схожесть химического состава, характера распределения редких элементов и тесная пространственная связь вулканитов в ряду метапикриты-метабазальты-1 с интрузиями кингашского комплекса позволяют предположить образование данных пород из единого расплава в ходе его дифференциации. В пределах рудного узла обнаружены вулканические аналоги интрузивных образований кингашского комплекса, в том числе высокомагнезиальные вулканиты (MgO>40%).



Рис. 4. Графики распределения РЗЭ в породах мафит-ультрамафитового состава Кулибинского ПРУ. А, Б – вулканиты; В-Д – интрузивные ультрамафиты кингашского комплекса, Е – ультрамафиты идарского комплекса. Нормировано по хондриту C1 (Naldrett et al, 1995)

Метабазальты-2 отличаются химическим составом, топологией спектров РЗЭ, концентрациями редких элементов и близки по комплексу петро-геохимических критериев к известково-щелочным базальтам, в отличие от метабазальтов-1, схожих с докембрийскими толеитами зеленокаменных поясов. Потенциально рудоносные ультрамафиты кингашского комплекса не пользуются широким распространением в толщах метабазальтов-2, так же, последние не несут повышенных концентраций ЭПГ.

Потенциально ЭПГ-Си-никеленосными в пределах северо-востока Канского ЗКП являются магматические ультрамафиты, с которыми связаны сульфидные медно-никелевые и малосульфидные платинометальные руды. Тела ультрамафитов пользуются ограниченным распространением, но находятся в тесной ассоциации с метабазальтами-1, которые зачастую уверенно выделяются в полевых условиях. Таким образом, широкое развитие в разрезе метабазальтов первого типа является критерием выделения потенциально рудоносных участков. В первую очередь это актуально для вулканических толщ, вмещающих горизонты потенциально платиноносных пикритов и пикробазальтов, тела которых в ряде случаев не выделяются по результатам крупномасштабной геофизической съёмки.

Выводы

 На северо-западе Канского ЗКП известны толщи метабазальтов, вмещающие тела вулканических и гипабиссальных ультрамафитов. Перспективы рудоносности территории связаны с малосульфидными платинометальными рудами, обнаруженными в телах метапикритов и меланопикритов в пределах таких толщ.

2. По комплексу признаков на изученной территории выделено 2 типа метабазальтов. Метабазальты первого типа близки по составу к толеитам зеленокаменных поясов (ТН2 по Конди, 1983), для них характерно обогащение лёгкими РЗЭ и отношение La_n/Yb_n=1,8-7,5. Метабазальты второго типа близки по составу к известково-щелочным базальтам, для них характерны отношения La_n/Yb_n=1,2-1,3.

3. Метабазальты первого типа тесно ассоциируют с рудоносными пикритами и пикробазальтами, ритмично переслаиваясь в пределах отдельных горизонтов. На диаграммах в ряду метабазальт-пикрит наблюдается непрерывный тренд. Метабазальты-1, пикробазальты и пикриты характеризуются схожей топологией спектров РЗЭ с постепенным увеличением их концентраций с уменьшением магнезиальности. Так же вулканиты ряда метабазальт-1-пикрит ассоциируют с интрузивными ультрамафитами рудноносного кингашского комплекса. Структурные и петрогеохимические особенности вышеперечисленных образований позволяют сделать вывод о формировании данных пород из единого пикритового расплава в ходе его дифференциации.

4. Метабазальты 1-го типа зачастую уверенно диагностируются в полевых условиях, что позволяет использовать их для оконтуривания вулкано-плутонической ассоциации, продуктивной на Cu-Ni-ЭПГ, объединяющей вулканические и интрузивные образования мафит-ультрамафитового состава.



Рис. 5. Фрагмент разреза пикрит-базальтовой толщи по скважине С-15/62 в интервале глубин 105-215 м.

Список литературы

- Бабинцев Н.А., Чернышов А.И. Малосульфидные платинометальные рудопроявления северо-запада Восточно-Саянской платино-никеленосной провинции как аналог платинометальных месторождений комплекса Портимо (Финляндия) // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Материалы V международной конференции. Улан-Удэ, 2017, с. 30-32.
- Бабинцев Н.А., Чернышов А.И., Курганьков П.П. Геология и перспективы платиноносности Кулибинского потенциального рудного узла Восточно-Саянской платино-никеленосной провинции // Журнал Сибирского Федерального Университета, серия: Техника и технологии, 2017, в печати.
- Богнибов В.И., Глазунов О.М. Базальт-мелапикритоидная формация Кингашского района Восточного Саяна // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы научной конференции. Томск: ЦНТИ, 2000, с. 144-147
- Глазунов О.М., Богнибов В.И., Еханин А.Г. Кингашское платино-медно-никелевое месторождение. Иркутск, 2003, 192 с.
- 5. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
- Корнев Т.Я., Еханин А.Г. Эталон Кингашского базальт-коматиитового комплекса (Восточный Саян). Новосибирск: СНИИГиМС, 1997, 88 с.
- Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Романов А.П., Князев В.Н, Шарифулин С.К. Канский зеленокаменный пояс и его металлогения (Восточный Саян). Красноярск: КНИИ-ГиМС, 2003, 134 с.
- 8. Михайлов Б.К., Вартанян С.С. и др. Минерально-сы-

рьевые основы новых горнорудных центров Российской Федерации. Золото. Оценка ситуации; северо-восток России; юг России; серебро Западного Верхоянья; никель, медь, платиноиды Восточно-Саянской провинции; титан-циркониевые россыпи; сурьма юга Восточной Сибири // Отечественная геология, 2007, № 3, с. 14-42.

- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В., Пономарчук В.А. Состав, строение и условия формирования метаосадочно-вулканогенных комплексов Канского зеленокаменного пояса (Северо-Западное Присаянье) // Геология и геофизика, 2001,т. 42, № 7, с. 1058-1078.
- Ножкин А.Д., Ципунков М.Ю., Попереков В.А. Сульфидно-никелевое и благороднометальное оруденение в гранит-зеленокаменной области Восточного Саяна // Отечественная геология, 1995, № 6, с. 11-17.
- Ножкин А.Д., Чернышов А.И., Туркина О.М., Кузоватов Н.И., Ступаков С.И., Дмитриева Н.В. Метаосадочные-вулканогенные и интрузивные комплексы Идарского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: материалы всероссийской науч. конф.: в 2 т. Томск, 2005, т. 1, с. 356-384.
- Чернышов А.И., Бабинцев Н.А., Ворошилов В.Г. Петрографические и минералогические особенности ультрамафитов Кирельского фрагмента Канского зеленокаменного пояса (СЗ Восточного Саяна) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов, 2017, т. 328, № 1, с. 75–88.
- Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalcalic volcanic rocks. Ontario: Ontario Division of Mines publ., 1976, 22 p.
- Naldrett A. J., McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth. Chemical geology. 1995, V. 120, p. 223–253.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОДГОЛЕЧНОЕ (ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

Борисенко И.Д. Прокопьев И.Р. Борисенко А.С.

Iborisenko94@gmail.com Институт Геологии и Минералогии им В.С. Соболева СО РАН Новосибирский Государственный Университет, г. Новосибирск

Введение

Подголечное золоторудное месторождение расположено в Джекондинском рудном узле Центрально-Алданского рудного района (Ветлужских и др., 2002; Кочетков, 2006; Максимов и др., 2010) (рис.1а). В геологическом строении Подголечного рудного поля участвуют метаморфические породы Нимнырского гранит-мигматитового комплекса кристаллического фундамента, а также карбонатные породы осадочного чехла (Рис.1б). В пределах Джекондинского рудного узла распространены мезозойские породы Лебединского монцонит-сиенитового комплекса, а также меловые дайки и мелкие интрузивные тела лампроитов, сиенит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров. В рудном поле Подголечного месторождения установлено два типа золоторудной минерализации: первый представлен зонами и жилами адуляр-флюорит-пиритовых метасоматитов в породах кристаллического фундамента, второй - зонами и жилами карбонат-тальковых метасоматитов в породах платформенного чехла (Леонтьев и др., 2014, 2015, 2016).

Первый тип минерализации представляет собой фиолетово-серый адуляр-флюорит-пиритовый метасоматит брекчиевой, прожилково-полосчатой, массивной и пористой текстуры, состоящими из новообразованных карбоната, серицита, пирита, флюорита, адуляра и реликтов кристаллических пород. Согласно предыдущим исследованиям, к адуляр-флюорит-пиритовым метасоматитам приурочена эпитермальная Au-Te-минерализация, сформированная из гетерогенной минералообразующей среды. (Леонтьев В.И. 2016)

Цель исследования

Цель проведенного исследования заключалась в получении новых данных о физико-химических параметрах формирования Au-Te минерализации Подголечного месторождения на основе детального изучения флюидных включений во флюорите рудоносных адуляр-флюорит-пиритовых метасоматитов с использованием методов термобарогеохимии. Фактический материал для проведения исследований отобран в ходе полевых работ при участии авторов в 2016г.

Методы исследований

Для изучения флюидных включений использовались традиционные и новые инструментальные методы термобарогеохимии. Оптические исследования полированных пластинок и петрографических шлифов проводилось на микроскопе Olympus BX51 с фотокамерой Infinity 2. Температуры эвтектики, растворения фаз, гомогенизации включений и солевой их состав растворов определялись методами термо- и криометрии на микротермокамере THMSG-600 фирмы "Linkam" с диапазоном измерений -196 / +600°С (точность измерений в диапазоне от -20°С до +80°С равна 0,1°С, за пределами диапазона равна 1°С). Для определения температур эвтектики минералообразующих растворов во включениях, температур растворения кристаллогидратных фаз, температур гомогенизации газового пузыря, а также температур общей гомогенизации, включения сначала быстро охлаждались до температуры -120°С, в ходе этого охлаждения раствор во включении замерзал в виде мелкозернистого агрегата льда и кристаллогидратов. После этого, включение постепенно, нагревалось до тех пор, когда в вакуоли оставалось малое количество кристаллов льда. После этого включение вновь медленно охлаждалось с шагом 3-5°С/мин в ходе чего, образовывались 2-3 крупных кристалла льда. При дальнейшем охлаждении пространство между крупными кристаллами льда быстро заполнялось кашеобразным агрегатом мелких кристаллов. Далее включение охлаждалось еще на 10°С, после чего начинался плавный нагрев с шагом 5°С/мин. В определенный момент кашеобразный агрегат между кристаллами льда протаивал практически мгновенно, данная температура фиксировалась как температура эвтектики (Т°эвтектики). Нагрев продолжался, и, после исчезновения кристаллов льда, во включении могло оставаться небольшое количество твердых фаз, предположительно кристаллогидратов. Температура растворения данных фаз фиксировалась как Т°растворения кристаллогидратов. При дальнейшем нагреве включения фиксировались температуры растворения газового пузыря (Т° растворения газа) и растворения твердых солевых фаз (Т°растворения твердых фаз).

Состав газовой фазы, раствора (присутствие ионов HCO_3^- , HS⁻, SO_3^{-2-} и др.) и твердых фаз включений определялся при помощи Рамановской спектроскопии на спектрометре Ramanor U-1000 с детектором Horiba DU420E-OE-323 фирмы Jobin Yvon; лазер Millennia Pro, 532 nm, power 2 w, фирмы Spectra-Physics. Для диагностики твердых фаз во включениях использовалась база данных RRUFF (http:rruff.info) Для уточнения диагностики солевого состава системы использовались данные криометрии Борисенко А.С., 1977.

Исследования проведены на приборной базе аналитического центра института геологии и минералогии СО РАН: (АЦ ИГМ СО РАН), г. Новосибирск.

Типизация флюидных включений

Согласно оптическим наблюдениям во флюорите из рудных адуляр-флюорит-пиритовых метасоматитов при комнатных условиях установлено 3 типа флюидных включений.

Первый тип представляет собой одиночные и группированные азональные включения, не приуроченные ни к одной системе трещин зерен флюоритов (Рис.2а). По общепринятым критериям первичности-вторичности данные включения можно отнести к первичным (Реддер, 1987). В данном типе включений присутствуют следующие разновидности включений: газово-жидкие с одинаковым соотношением фазовых объемов газа и жидкости (в подобных включениях иногда встречались мелкие непрозрачные фазы, предположительно рудные) (Рис.2а), газово-жидкие с преобладанием газовой фазы (Рис.2д), газово-жидкие с преобладанием жидкой фазы (Рис.2в,г), многофазные включения с присутствием различных по форме твердых фаз (Рис.2б,е). Флюидные включения данного типа имеют размеры от 10 до 40 микрон, формы вакуолей от ксеноморфных до изометричных.



Рисунок 1. Схема расположения месторождения Подголечное в Центрально-Алданском рудном районе (а - Максимов и др., 2010. б - Леонтьев 2016). 1-Юрские теригенные породы, 2-Кембрий-Ордовикские карбонатные породы, 3-Архей-Протерозойские карбонатные породы, 4-Си-Аи-порфировые месторождения, 5-Аи-U месторождения, 6-Щелочные магматические мафические породы, 7-Аи-Аg Эпитермальные месторождения, 8-Аи-сульфидные месторождения, 9-Дайки, силлы, мелкие итоки минетт, вогезитов, бостонитов, лампроитов, лампрофиров, 10-Дайки, трубки взрыва, силлы сиенит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров, трахитов. Лебединский монцонит-сиенитовый комплекс: 11-Третья фаза, дайки, штоки, лакколиты щелочно-полевошпатовых сиенитов и сиенит-порфиров, граносиенит-порфиров, 12-Вторая фаза, дайки, штоки, лакколиты, кварцевых лейкосиенитов, мезо- меланократовых сиенитов, кварцевых сиенит-порфиров, сиенит-порфиров, 13- Первая фаза, дайки, штоки, лакколиты, кварцевых лейкосиенитов, мезо- меланократовых сиенитов, кварцевых сиенит-порфиров, монцонитов, ионкинитов, 14-Пестроцветная свита, переслаивание глинистых доломитов и мергелей, 15- Устьюдомская свита, серые, розовато-серые пелитоморфные доломиты, с редкими прослоями глинистых брекчиевидных оолитов, 16,17-Лейкосиенитовые, биотит содержащие граниты, гранито-гнейсы, аляскиты, 18-скарны, 19-мраморы, 20-брекчии эксплозивные, 21-отработанные россыпи золота, 22-месторождение подголечное



Рисунок 2. Флюидные включения первого типа во флюорите, L – жидкая фаза, G – газовая фаза, S – твердая фаза.



Рисунок 3. Флюидные включения второго типа во флюорите



Рисунок 4. Флюидные включения третьего типа



Рисунок 5. Процесс нагрева флюидных включений первого типа.

Ко второму типу относятся флюидные включения, расположенные вдоль трещин в зернах флюорита. Причем данные трещины начинаются в зонах более темного флюорита и заканчиваются в более светлом, не выходя за пределы зерна. Данные включения можно отнести к первично-вторичным включениям (Реддер, 1987). (Рис.За,б). Включения второго типа представляют собой: газово-жидкие с преобладанием жидкой фазы (Рис.Зг), газово-жидкие с преобладанием газовой фазы (Рис.Зг), газово-жидкие с преобладанием газовой фазы (Рис.Зв), многофазные включения с присутствием различных по форме твердых фаз (Рис.Зд). В целом, включения второго типа схожи с включениями первого типа по своему фазовому составу, размеры включений 10-30 микрон, форма вакуоли как правило удлиненная, изометричная.

Третья группа включений представляет собой мелкие (1-2 микрона), часто расшнурованные включения, располагающиеся вдоль трещин в зернах флюорита. Данные трещины пересекают зерна целиком, что, вкупе с расшнурованностью позволяет отнести данные включения ко вторичным. Включения данного типа содержат газовую и жидкую фазы. (Рис.4)

Согласно оптическим наблюдениям и типизации флюидные включения 1-ого и 2-ого типов характеризуют минералообразующую среду флюорита рудных метасоматитов Подголечного месторождения, а наличие рудных фаз во включениях указывает на то, что флюидные включения несут непосредственную информацию о процессах рудогенеза для вкрапленной сульфидной и Аu-Te минерализации. Исследования вторичных флюидных включений крайне затруднено в силу крайне малых размеров.

Raman-спектрометрия

В ходе проведенных Raman-спектрометрических исследований были установлены основные компоненты растворов, газов и твердых фаз включений.

Газовая фаза включений преимущественно представлена CO_2 и N_2 , иногда встречается, H_2S . Состав раствора преимущественно характеризуется наличием HCO_3 , а твердые фазы представляют собой карбонаты: сидерит (FeCO₃), и сульфаты: сульфогалит $Na_6(SO_4)_2CIF$, и, предположительно, (Cu,Zn)₇(SO₄)H₂O

Кроме того, во включениях обоих типов наблюдались мелкие непрозрачные рудные фазы (состав которых определить не удалось в силу их малого размера), а также крупные фазы кубической формы – изотропные хлориды Na,K. (Табл.1)

Термо- криометрические исследования

В ходе термо- криометрических исследований были установлены температуры эвтектики, растворения твердых фаз, газов и общей гомогенизации для включений обоих типов (Табл.2).

Температуры растворения газа во включениях первого типа варьировали от 475°С до 530°С. Твердые фазы растворялись при температурах 200-400°С. (Рис.5) Температуры эвтектики, измеренные в двухфазных включениях данного типа, варьировали от-80 °C до -65°C. При нагревании включений после замораживания, в вакуолях оставалось небольшое количество мелких твердых фаз (предположительно кристаллогидратов), растворявшихся при -7°С. Необходимо отметить, что твердые фазы кубической формы растворялись уже при 200 градусах, в то время как другие твердые фазы растворялись при существенно более высоких температурах. Подобное поведение и отсутствие Raman-спектра также косвенно подтверждает хлоридный состав данных кубических фаз. Интересным является тот факт, что два включения первого типа, находящихся рядом, иногда могут иметь разную динамику растворения газового пузыря, так в одном из этих включений газовый пузырь может раствориться при 470°С, в то время как в другом газовый пузырь несколько уменьшится в объеме, но его полного растворения не наблюдается вплоть до 600°С. Кроме того, было обнаружено, что существенно газовые двухфазные включения гомогенизировались в газовую фазу при той же температуре и с той же динамикой, что и существенно жидкие включения гомогенизировались в жидкость.

Термо- криометрические исследования флюидных включений второго типа показали, что температура растворения твердых фаз варьирует в диапазоне 160-230°С, а температуры гомогенизации газовой фазы включений составляют 240-350°С. Таким образом, в отличие от флюидных включений первого типа наблюдается полная гомогенизация включений в жидкую фазу в интервале температур от 240°С до 350°С. (Табл.3)

Заключение

Полученные данные показали, что флюиды адуляр-флюорит-пиритового агрегата месторождения. По первичным включениям во флюорите установлено, что эти флюиды характеризуются высокими температурами и были захвачены из гетерофазной среды. Присутствие дочерних карбонатов и сульфатов в растворе может свидетельствовать о высокой степени окисленности флюида.

Таблица 1.

Фазовый состав флюидных включений							
Фазовый состав флюидных включений							
Газ	N_2 , CO_2 , $\pm H_2S$						
Раствор	HCO ₃ -						
	Сидерит FeCO ₃						
Твердые фазы	Сульфаты						
	NaCl, KCl						

Таблица 2.

Термо- криометрические исследования включений первого типа

	Включения первого типа									
Nº	 Т°С эвтектики Т°С растворения кристалло- гидратов Т°С растворения твердых фаз Т°С растворения твердых Т°С растворения твердых 									
1	-67		350	470						

2	-70	-7		500
3	-65	-6		530
4	-70		200	>600
5	-80	-7		520
6	-80	-7		>600
7	-75		370	>600
8	-70		400	>600
9	-70	-6		>600
10	-70		240	>600

Таблица 3.

Термо- криометрические исследования включений второго типа

Включения второго типа								
N⁰	Т с растворения твердых фаз	Т°С растворения газа						
1	160	320						
2	180	350						
3		250						
4	160	300						
5		240						
6	160	340						
7	200	350						
8	230	300						
9		270						
10	160	320						

Благодарности

Коллектив авторов выражает искреннюю благодарность руководству золотодобывающего холдинга «Селигдар» - генеральному директору Татаринову С.М., директору департамента геологии и недропользования Кислому А.В., а также научным сотрудникам ИГАБМ СО РАН: К.г.-м.н Иванову Алексею Ивановичу, К.г.-м.н Кравченко Александру Александровичу и Собакину Алексею Егоровичу за помощь и поддержку в проведении полевых исследований в Якутии.

Полевые геологические исследования, выполнены за счет гранта Российского научного фонда (проект №15-17-20036) в ИГМ СО РАН

Изучение флюидных включений при помощи Raman-спектрометра и криометрической установки Linkam (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), выполнено за счет средств и по теме проекта НИР ИГМ СО РАН № 0330-2016-0002

Список литературы

- 1. Борисенко А.С. изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и Геофизика, 1977, №8, с. 16-27.
- 2. Кочетков А.Я. Мезозойские золотоносные рудно-магма-

тические системы Центрального Алдана. // Геология и геофизика. 2006. Т.47. №7. С. 850 – 864.

- Леонтьев В.И. Геолого-генетические закономерности локализации золотого оруденения на месторождении Подголечное (Алданский щит). // Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург, автореферат, 2016.
- Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М. Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия). // Тихоокеанская геология. – 2010. – Т. 29. – №2. – С. 3-26.
- 5. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М., Мир, 1982, т.1, 558c
- Borovikov Andrey A., Borisenko Alexandr S., Gaskov Ivan V., Borisenko Ivan D., Doroshkevich Anna G.; Vladykin Nikolay V., Prokopiev Ilia R. Composition and metalbearing capacity of the ore-forming fluids of the Late Mesozoic alkaline complexes in the Aldan shield (Russia) // The Sorby Conference on Fluid and Melt Inclusions ECROFI XXIII. Leeds, UK, June 27-29 2015. Extended Abstracts' Vol. 2, c. 546-548.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИТОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВАРДЕНИССКОЙ НЕОВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА

Бубнов С.Н., Докучаев А.Я., Гольцман Ю.В., Олейникова Т.И., Грибоедова И.Г.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), г. Москва, e-mail: bubnov@igem.ru

В сообщении приводятся и обсуждаются результаты впервые проведенных петролого-геохимических исследований неоген-четвертичных вулканитов юго-восточной части Варденисской неовулканической области Малого Кавказа (Армения). Изученные продукты молодой вулканической активности здесь представлены латит – шошонит-муджиерит – К-трахибазальтовой ассоциацией магматических пород. Сквозной набор минералов вкрапленников – плагиоклаз и клинопироксен (обычно авгит); к ним в большинстве разностей вулканитов добавлены амфибол и оливин. Чаще всего они относятся к К–Na умеренно-щелочной петрохимической серии. Совокупность вещественных характеристик неоген-четвертичных вулканитов в пределах рассматриваемого региона показывает, что они близки к континентальным внутриплитным образованиям, свидетельствует о значительной роли ассимиляции коровым веществом в их петрогенезисе и указывает на региональный мантийный резервуар OIB-типа в качестве наиболее вероятного источника их первичных расплавов.

COMPOSITION AND MELT SOURCES OF NEOGENE-QUATERNARY VOLCANIC ROCKS IN THE SOUTHEASTERN VARDENIS NEOVOLCANIC AREA, LESSER CAUCASUS

S.N. Bubnov, A.Ya. Dokuchaev, Yu.V. Goltsman, T.I. Oleinikova, and I.G. Griboedova

Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM), Russian Academy of Sciences, Moscow, e-mail: bubnov@igem.ru

This presentation reports pioneering petrologic and geochemical data on Neogene–Quaternary volcanic rocks in the southeastern part of the Vardenis neovolcanic area in the Lesser Caucasus, Armenia. The young volcanic rocks belong to a latite–shoshonite–mugearite–Ktrachybasalt association. The phenocryst minerals occurring in all of the rocks are plagioclase and clinopyroxene (usually augite), and most of the rocks usually additionally contain amphibole and olivine. The great majority of the rocks affiliate with a mildly alkaline K–Na petrochemical series. Considered together, the compositional characteristics of the Neogene–Quaternary volcanics of the area indicate that crustal assimilation significantly affected their petrogenesis and that their parental melts were most likely derived from an OIB-type regional mantle reservoir.

Варденисская неовулканическая область расположена в юго-восточной части горных сооружений Малого Кавказа в пределах одноименного субширотного хребта. С севера ареал распространения неоген-четвертичных вулканитов здесь ограничен оз. Севан; в качестве южной границы области принимается долина р. Арпа. На западе она сочленяется с Гегамской, на юго-востоке - с Сюникской неовулканической областью. Начальный этап неоген-четвертичного вулканизма Варденисской неовулканической области отмечен формированием толщ среднемиоценовой элпинской свиты, сложенных преимушественно вулканитами кислого состава (Казарян др., 1967; и др.). Наиболее поздние проявления вулканической активности области связаны с позднеплейстоцен-голоценовыми извержениями основных лав обычно повышенной щелочности вулканов Вайоцсар, Смбатасар и Порак. Большинство вулканов здесь приурочено к водораздельной части Варденисского хребта, где они образует цепочки, кучно расположенные группы либо одиночные изолированные постройки. Преобладающий тип извержений - стромболианский с неоднократным чередованием эксплозивных и эффузивных фаций (Джрбашян и др, 2012; и др.). Обычно наблюдаются вулканы центрального, реже линейно-локального типов. Среди них преобладают простые шлаковые конусы с центральным кратером, сложенные рыхлым вулканогенным материалом, бомбами и агглютинатами, а также сложные конусы с вершинными кратерами, которые состоят из многократного чередования лав и пирокластики, нередко с проявлениями побочных обычно лавовых конусов (Карапетян, 1984; Джрбашян и др, 2012; и др.).

Нами получены новые данные по вещественному составу продуктов неоген-четвертичной магматической активности вулканов Чахатсар, Саглы-Ялы, Мурадсар, шлаковых конусов Джермук, Зирак, молодым вулканогенным разрезам басс. р. Арпа (район г. Джермук), расположенным в пределах юго-восточной части (Джермукский сектор) Варденисской неовулканической области.

Изученные продукты молодой вулканической активности здесь представлены латит -шошонит - муджиерит - К-трахибазальтовой ассоциацией магматических пород. Сквозной набор минералов вкрапленников – плагиоклаз (An₃₀₋₆₅) и клинопироксен (обычно авгит). К ним в большинстве разностей вулканитов добавлены в разной степени измененный амфибол (кроме муджиеритов и К-трахибазальтов шлакового конуса у пос. Зирак и шошонитов вулкана Саглы-Ялы) и оливин (исключая латиты вулкана Мурадсар, шлакового конуса Зирак и некоторые разности лав среднего состава вулканогенных разрезов правого борта р. Арпа). В латитах большинства выходов молодых вулканитов региона фиксируются диакристы (фенокристы) кварца в клинопироксеновой кайме. Доминирующая структура основной массы – гиалопилитовая, местами переходящая в пилотакситовую.

Изученные вулканиты Джермукского сектора содержат 50.1-59.0 мас. % SiO₂, 5.2-7.8 мас. % Na₂O + K₂O при 2.0-3.1 мас. % К₂O. Подавляющее их большинство являются основными, либо средними породами (рис. 1) и относятся к К–Na умеренно-щелочной (латиты, шошониты. муджиериты) петрохимической серии. При обычно относительно низких в породах отношениях Ti/Y (240-415), отношения в них Nb/Ta (19.0-24.0) и Zr/Hf (39.147.4) близки к хондритовым. Их индикаторные геохимические параметры вполне сопоставимы с соответствующими характеристикам средних и основных пород внутриплитных геодинамических обстановок (Магматические горные породы, 1987; Mullen, 1983; Pearce, Norry, 1979; и др.). Так, на дискриминационной диаграмме MnO*10-P,O₅*10-TiO, (Mullen, 1983) точки составов

изученных магматических образований располагаются в поле андезитов океанических островов (рис. 2А), согласно диаграмме Zr–Zr/Y (Pearce, Norry, 1979) по своему химизму они близки к внутриплитным базальтам (рис. 2Б), а на диаграмме Zr/4-Y-Nb*2 (Meschade, 1986) они оказываются в поле внутриплитных базальтов повышенной щелочности.



Рис. 1. Неоген-четвертичные

вулканиты Джермукского сектора Варденисской неовулканической области Малого Кавказа на классификационной диаграмме Na2O+K2O – SiO2, вес.% (Le Bas et al., 1986).

1 — конус Джермук, 2 — конус Зирак, 3 — вулкан Мурадсар, 4 — вулкан Чахатсар, 5 — вулканогенный разрез р-она г. Джермук, 6 — вулкан Саглы-Ялы, 7 — вулканогенный разрез правого борта р. Арпа.



Рис. 2. Дискриминационные диаграммы MnO*10-P2O5*10-TiO2 (Mullen, 1983) и Zr-Zr/Y (Pearce, Norry, 1979) для вулканитов Джермукского сектора Варденисской неовулканической области Малого Кавказа.

MORB – Mid-Ocean Ridge Basalts – базальты срединно-океанических хребтов; IAT – Island-Arc Tholeiites – островодужные толеиты; OIT – Ocean Island Tholeiites – толеиты океанических островов; OIA – Ocean Island Andesites – андезиты океанических островов; CAB – Calc-Alkaline Basalts – известково-щелочные базальты. Условные обозначения см. на рис. 1.



Рис. 3. Мультиэлементная и РЗЭ диаграммы для вулканитов Джермукского сектора Варденисской неовулканической области Малого Кавказа. Концентрации элементов нормированы к примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989). Концентрации РЗЭ нормированы к хондриту по (Boynton, 1984). Условные обозначения см. на рис. 1.

Выявлено сходство по ряду геохимических параметров вулканитов региона и базальтов океанических островов (OIB). Так, по сравнению с базальтами OIB-типа (Sun, McDonough, 1989), изученные породы обладают сходными концентрациями фосфора (Р_n 0.7-1.3), неодима (Nd_n 0.8-1.5), самария (Sm_n 0.8-1.0), иттербия (Yb, 0.7-0.9), иттрия (Y, 0.6-0.9), лютеция (Lu, 0.8-1.0) и др. Вместе с тем, геохимические данные отчетливо указывают и на коровый вклад в петрогенезис изученных вулканитов. Так, в мультиэлементных спектрах лав фиксируются положительная аномалия Pb и отрицательные аномалии Nb и Ti (рис. 3А), а в спектрах РЗЭ наблюдается высокая степень фракционирования легких лантаноидов (La/ Yb_=11.4-30.1), не сопровождающаяся заметным увеличением уровня фракционирования тяжелых РЗЭ (рис. 3Б), что в нашем случае являются признаками взаимодействия мантийных расплавов ОІВ-типа с коровым веществом.

Таким образом, совокупность вещественных характеристик неоген-четвертичных вулканитов в пределах юго-восточной части Варденисской неовулканической области Малого Кавказа показывает, что они близки к континентальным внутриплитным образованиям, свидетельствует о значительной роли ассимиляции коровым веществом в их петрогенезисе и указывает на региональный мантийный резервуар OIB-типа в качестве наиболее вероятного источника их первичных расплавов.

Список литературы

 Джрбашян Р.Т., Гукасян Ю.Г., Карапетян С.Г., Мнацаканян А.Х., Навасардян Г.Х., Геворгян Р.П. Типы вулканических извержений и формы проявления позднеколлизионного наземного вулканизма Армении // Известия НАН РА. Науки о Земле. 2012. Т. 65. № 3, С. 3-20.

- Казарян Г.А., Куюмджян А.Г., Чибухчян З.О.О возрастном расчленении магматических пород Варденисского нагорья // Известия АН Армянской ССР. 1967. Т. ХХ. № 4, С. 32-43.
- Карапетян К.И. Ареальный вулканизм Армянской ССР. Фонды ИГН АН Арм. ССР, Ереван, 1984, 319с.
- 4. Магматические горные породы. Т. 6. М.: Наука, 1987. 440 с.
- Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Henderson P. (ed.) / Rare earth element geochemistry. Elsevier. 1984. P. 63-114.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.A. Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram // Journ. of Petrology. 1986. V. 127. P.745-750.
- Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chemical Geology. 1986. V.56. P.207-218.
- Mullen E.D. MnO/TiO2/P2O5: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62. P. 53-62.
- Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Min. and Petr. 1979. V. 69. P. 33-47.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. London: Geol. Soc. Spec. Publ., 1989. V. 42. P. 313-345.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ЗОНЫ КОНТАКТА ШИВЕЙСКОГО ЩЕЛОЧНОГО ГРАНИТ-КВАРЦЕВОСИЕНИТОВОГО И ЧАДАЛСКОГО ГАББРОИДНОГО МАССИВОВ (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

¹ Бухарова О.В., ² Сугоракова А. М., ² Чаяна О.К., ² Хертек А. К.

¹Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия ²Тувинского института комплексного освоения природных ресурсов в Республике Тыва при Сибирском отделении РАН, Улан-Удэ, Россия

В пределах Алтае-Саянской складчатой области располагается один из крупных магматических ареалов – Каахемский (> 30 000 км²). Геохронологические исследования пород Каахемского магматического ареала показали, что его формирование происходило в результате последовательной смены островодужной (562 млн.л.), аккреционно-субдукционной (536 млн.л.), коллизионной (512 млн.л.), трансформно-сдвиговой (480-385 млн.л.) (Руднев и др., 2006), а также внутриплитной (297-293 млн.л.) геодинамических обстановок (Сугоракова и др, 2011). Островодужный этап сопровождался базальт-андезит-риолитовым вулканизмом. Аккреционно-субдукционный магматизм начинается становлением габброидных массивов повышенной щелочности с внутриплитными геохимическими характеристиками, отражающими существование Алтае-Саянской горячей точки мантии (мантийного плюма). В интервале с 512 до 474 млн.л. известны 3 этапа проявления габброидного и 6 - гранитоидного магматизма. Преобладающая часть этих гранитоидов расположена на западе ареала (Монгуш и др., 2013; Сальников и др., 2003; Сугоракова, 2011). После перерыва в 25 млн.л в интервале 455–445 млн.л, наступает следующий, основной этап гранитообразования - постколлизионный, также предваряемый формированием габброидов с внутриплитными метками. Гранитоиды этого этапа занимают пространства в сотни километров и слагают основную часть Каахемского ареала. Геохимическая характеристика гранитоидов этого этапа отражает особенности состава субстрата, из которых выплавлялись гранитоидные магмы (Бородина и др., 2004; Руднев и др., 2006; Руднев, 2013). Последний этап гранитообразования связан с мантийным плюмом (внутриплитный магматизм), существовавшем ~ 300 млн.л назад. В результате его деятельности в пределах Каахемского магматического ареала сформировались массивы бимодальной ассоциации - габброиды и щелочные гранитоиды, в частности Чадалского габброидный и Шивейского щелочной гранит-кварцсиенитовый массивы.

Объектом исследования являются закартированные брекчеподобных и каплеобразных обособления пород в зоне контакта Шивейского и Чадалского массивов (рис. 1). Предшественники неоднократно отмечали, что подобные текстурные соотношения имеют типичные черты минглинга: извилистые, фестончатые, лопастевидные контуры мафических тел с ориентировкой выступов в направлении гранитоидов; овальная, округлая форма базитовых фрагментов; признаки пластической деформации в базитах (рис.2). В свою очередь, морфология фрагментов кислого состава внутри мафического имеет изометричную форму либо относительно крупные домены иррегулярной формы с округлыми ограничениями. Подобная картина нетипична, поскольку вязкость гранитной магмы на порядок выше, чем мафической. К классическим признакам минглинга относят и наличие специфических гранитных «прожилков» внутри базитовых тел, указывающих на проникновение инъекций кислой магмы по контракционным трещинам, разделявшим остывающее базитовое тело на фрагменты. Все перечисленные особенности обычно трактуются как свидетельства контакта двух жидкостей с разной вязкостью, механическое смешение при одновременном внедрении базитовых и салических расплавов (Титов и др., 2010; Соок et., 1988; Lowell et., 1999).

По геологическим наблюдениям, зона контакта Шивейского и Чадалского массивов с чертами минглинга составляет площадь около 12 км². В контакте с габброидами гранитоиды в целом сохраняют лейкократовый облик. Признаки химического смешения широко проявлены лишь в инъекционных телах, проникающих внутрь базитовых ассоциаций, непосредственно в контакте гранитоидов с базитовыми, где изредка отмечаются узкие зоны шириной 1 - 3 см, в которых гранитоиды обогащены фемическими минералами, а местами изменяют свой состав на более основной.

В отличие от гранитоидов, габброиды несут явные признаки реакционного воздействия гранитоидной магмы. Они визуально выражается в обилии пятен и полос осветления, нередко протягивающихся внутрь габброидных тел непосредственно на продолжении выклинившихся гранитоидных апофиз (Титов и др.2000; Титов и др., 2001; Lowell et., 1999; Ludwig et., 1999).

Объект и методы исследования

Изучен состав брекчеподобных и каплеобразных обособления пород в зоне контакта Шивейского и Чадалского массивов. Аналитические исследования были проведены на базе Центра коллективного пользования Томского государственного университета «Аналитический центр геохимии природных систем». В частности, содержание редких и рассеянных элементов определены методом ионной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС). Химический состав минералов определен на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega II LMU с системой рентгеноспектрального микроанализа Oxford INCA Energy 350. Измерения проводились на вольфрамовом катоде при ускоряющем напряжении 20 кВ (ток 5 нА, время набора 120 сек) и диаметре зонда 1-2 мкм. В качестве эталонов сравнения применялись стандарты MAC (55 standard Universal Block Layout+F/Cup № 6835) для Si, Al, Ti, Mg, Fe, Mn, Ca, Na, F, Nb, Sr (Ка-линии), Ba, Pb (Lа-линии).

Петрография и минералогия.

Шивейский массив имеет сложное строение и сложен преимущественно сиенит-порфирами, лейкократовыми кварцевыми сиенитами. Чадалский массив сложен преимущественно оливиновыми габбро, габбро-норитами, амфиболовыми габбро (Сугоракова, 2008).

Петрография пород зоны контакта Шивейского и Чадалского массивов отличается от петрографии пород массивов. Лейкократовые породы зоны контакта представлены биотит-роговообманковым сиенитом и кварцевым монцодиоритом, мезократовые – кварцевым биотит-роговообманковым монцонитом и субщелочным биотит-роговообманковым диоритом.

Обобщенные данным петрографического анализа и растровой электронной микроскопии приведены в таблице.

Состав породообразующих минералов пород зоны контакта соответствует породам средней группы нормального и субщелочного рядов: диорит – монцонит - сиенит, причем основной объем изученных пород как светло-, так и темноо-крашенный относится к семейству монцонитов.

Изучив химические особенности породообразующих минералов, выяснили, что плагиоклаз зачастую присутствует более кислый, чем характерный для монцонитов олигоклаз-андезин (№ 30-50). В породах монцонитового семейства встречаются зональные индивиды плагиоклаза с характерной для них прямой зональностью (№ 56-35-15),причем краевая зона имеет незначительные размеры и больше похожа на метасоматическую. В сиените порфировидные обособления КПШ корродированы кислым плагиоклазом (№ 19-20). Такой же по составу плагиоклаз встречается и в виде пойкилитовых включений в КПШ.

В составе калиевого полевого шпата исследуемых пород присутствует 9-12 % альбитовой молекулы. Зачастую анализируемые индивиды КПШ содержат от 0,5 до ~ 1 мас.% ВаО. Более всего обогащены барием КПШ кварцевого биотит-роговообманкового монцодиорита и не в одном индивиде из кварцевых монцодиоритов энергодисперсионный анализатор не зафиксировал наличие Ва.

Темноцветные минералы в породах представлены амфиболом и слюдой. В субщелочных диоритах они образуют изометричные агрегаты, которые придают породе слабопорфировидный облик.

В породах контакта Шивейского и Чадалского массивов установлены кальциевые амфиболы, общим химическим свойством которых является повышенная магнезиальность. Все они соответствуют магнезиальной роговой обманке. Наблюдается обратная зависимость содержания Si и Mg/(Mg+Fe²⁺) в структуре исследуемых амфиболов (рис.3). Более железистые разновидности присуще амфиболам сиенитов. В амфиболах диоритов и монцодиоритов количество Mg превалирует над Fe. Содержание кремнезема в амфиболах из монцонитов несколько выше, чем в индивидах из сиенита и диоритов. Слюда в породах присутствует в переменных количествах и является типичным биотитом, поскольку содержания аннитовой и флогопитовой компонент составляют ~50-50 % (рис.4). Слюда из всех представленных разновидностей пород зоны контакта малотитанистая (Ti=TiO₂/ (TiO₂+FeO+MgO+MnO) составляет порядка 0,10 усл.ед). Более железистые слюды характерны для сиенитов, магнезиальные – монцодиоритов.

Среди акцессорных минералов распространены оксиды Ті и Fe (ильменит, магнетит), фосфат кальция (апатит), силикаты (титанит, циркон).

Ильменит и магнетит присутствуют во всех исследуемых породах контакта Чадалского и Шивейского массивов. Магнетит имеет 2 генерации. В магнетите второй, поздней генерации в виде примеси присутствует ванадий (V₂O₅ 0,3-0,5 мас.%), в индивидах диорита фиксируем наличие хрома (Cr₂O₂ от 0,4-2,0 мас.%). По типохимическим критериям ильменит: TiO₂/FeO* от 0,9 до 1,3, наличие примесей марганца (1,4-4,75 и 8,8-15 мас.%), соответствует индивидам из гранитоидов и щелочных пород. Значимое количество пирофанитовой молекулы (MnTiO₃) характерно для индивидов из кварцевых монцодиоритов и кварцевых амфибол-биотитовых монцонитов. Структуры распада твердого раствора проявляются в ильмените из монцодиорита и диорита, при этом в матрице ильменита присутствуют субпараллельно расположенные вытянутые ламели магнетита (I), реже выделения имеют неправильную форму.

Титанит присутствует во всех описанных породах, причем может образовывать как гиподиоморфные выделения, так и являться продуктом замещения ильменита или образует вокруг ильменита каемку обрастания. Титанит поздних генераций нередко обогащен железом, что может быть связано с мельчайшими присутствиями собственно оксида железа (магнетита) в матрице титанита.



Рисунок I – Минглинговые соотношения Шивейский щелочной гранит-кварцсиенитовый массива с одновозрастными габброидами Чадалского массива (фото Чаяны О.К.)



Рисунок 2 – Фестончатые края габброида в гранитоидах (фото Сугораковой А.М.)



Рисунок 3 – Бинарная диаграмма содержания в слюде пород зоны контакта флогопитовой и аннитовой молекул Примечание. ЧЛ-1-кварцевый монцодиорит, ЧЛ-2-сиенит биотит-роговообманковый, ЧЛ-3-субщелочной диорит биотит-роговообманковый, ЧЛ-4-кварцевый монцонит биотит-роговообманковый, ЧЛ-4-1-кварцевый монцодиорит биотит-роговообманковый, ЧЛ-4-2-кварцевый монцонит амфибол-биотитовый.

Апатит представлен фтор-апатитом. Имеет идиоморфные очертания. В сиените является пойкилитовым включением в цирконе, КПШ, магнетите, ильмените. В кварцевом монцодиорите апатит в виде тончайших индивидов встречается во всех породообразующих минералах (кроме кварца), а также располагается субсогласно между игольчатых индивидов амфибола.

Циркон образует классические двуконечные индивиды. Его химический состав близок и теоретическому. В виде примесного элемента присутствует Hf (в среднем до 1,5 мас% HfO₂)

В ассоциации с выше перечисленными минеральными видами встречаются: минералы редких земель (монацит, алланит) и Zr (бадделеит).

Геохимическая характеристика пород зоны контакта

Геохимия пород зоны контакта указывает на процесс химического смешения (рис. 5, 6). Гранитоиды Шивейского массива обогащены несовместимыми элементами, особенно Th, K, Zr (до 1086 ppm) и Hf, в меньшей степени и неравномерно Ta и Nb (0,49-7,07 и 4,94-69,8 ppm соответственно) и редкоземельными элементами (ΣРЗЭ = 142-420 ppm), в особенности легкими РЗЭ (Сугоракова и др., 2008; Сугоракова, 2008; Сугоракова и др., 2011). В свою очередь, для пород контакта (как лейко- так и мезократовых) характерно наличие положительных аномалий Ba, Th, U и K, Sm и отрицательные аномалии, Nb-Ta и Zr-Hf.

Геохимической особенностью пород зоны контакта является слабый европиевый минимум и более пологий наклон по сравнению с картиной распределение РЗЭ в породах Шивейского массива (рис. 6).

Обсуждение результатов и заключение

Анализ минеральных ассоциаций пород контакта Шивейского и Чадалского массивов, их геохимических особенностей показал, что происходило реакционное воздействие между раскристаллизовавшимися продуктами расплавов и самими расплавами. Судя по структурным взаимоотношениям кристаллизация минералов осуществлялась двумя путями. По одному сначала происходило выделение акцессорных и рудных минералов: мелких индивидов апатита, затем циркона, ильменита и магнетита. Позже обильно образовывались алюмосиликаты и силикаты: титанит, калиевый полевой шпат, средний плагиоклаз, роговая обманка, биотит и кварц. Во втором отражается обратная ситуация, где вначале кристаллизовались породообразующие, а затем рудные минералы.

Ранее образование апатита (фтор-апатита) предполагает высокую кислотность на начальных стадиях кристаллизации, поскольку [PO₄]³⁻ является одним из сильных кислотных анионов. Еще один факт указывает на повышенную кислотность расплава с присутствием в нем ортокремневой кислоты – образование полевых шпатов позже апатита и циркона. Алюминий как амфотерный элемент в щелочных силикатных расплавах образует алюмосиликатный анион, что и приводит к образованию полевых шпатов и фельшпатоидов.

Другой особенностью минералообразования следует считать наличие структур распада в ильмените, что характерно для ильменита из габбро. Стоит отметить, что в этих индивидах ильменита нами не были обнаружены включения апатита. Можно ли считать этот ильменит реликтовым продуктом кристаллизации базитовой магмы слагающим Чадалский массив - остается не ясным, поскольку других признаков не обнаружено. Типохимическая особенность магнетита второй генерации, который образует изометричные индивиды и присутствует с ильменитом в одном парагенезисе, позволяет предположить, что он мог кристаллизоваться из расплава основного состава как нормальной, так и повышенной щелочности. Повышенное содержание пирофанитовой молекулы в ильмените также является типоморфным признаком кристаллизации минерального вида из щелочных расплавов.



Рисунок 4 – Фигуративные точки амфиболов из пород зоны контакта на классификационной диаграмме кальциевых амфиболов

Примечание. См. к рисунку 3



Рисунок 5 – Спектры распределения рудных и рассеянных элементов в породах зоны контакта. Примечание. 1- породы Шивейского щелочного гранит-кварцсиенитового массива; 2 - породы зоны контакта Шивейского и Чадалского массивов



Рисунок 6 – Спектры распределения РЗЭ в породах зоны контакта Шивейского и Чадалского массивов Примечание: 1- породы Шивейского щелочного гранит-кварцсиенитового массива; 2 – породы Чадалского габброидного массива; 3 – породы зоны контакта.

По-видимому, смена кислотной обстановку на щелочную могла происходить на фоне увеличения фугитивности кислорода. Это процесс отражается в появлении каемок замещения ильменита титанитом. При наличии в системе кальция и ортокремневой кислоты, а также в присутствии окисного железа ильменит становится неустойчив, что могло приводить к его замещению.

Геохимический анализ содержаний редких и рассеянных элементов в породах зоны контакта показал ярко выраженный характер проявившейся гибридизации. Для этих пород характерно резкое преобладание легких над тяжелыми лантаноидами. Особенно ярко выражены отрицательные аномалии Zr-Hf и положительные аномалии Th и U. По содержанию РЗЭ породы зоны контакта занимают промежуточное положение между кривыми распределения РЗЭ в породах Шивейского и Чадалского массивов.

Результаты проведенных РЭМ-исследований и микрозондового анализа позволяют судить о вероятной последовательности минерализации в приконтактовой зоне массивов бимодальной ассоциации - габброидов и щелочных гранитоидов Каахемского магматического ареала. Установленные микроструктурные соотношения и геохимическая преемственность указывают взаимодействии контрастных по составу базитовых и кислых расплавов с образование пород средней группы.

Таблица

Петрографическая характеристика и минеральный состав пород зоны контакта Шивейского и Чадалского массивов										
Характеристика	Лейкок	ратовые	Мезократовые							
	Сиенит биотит-ро- говообманковый	Кварцевый монцо- диорит	Субщелочной диорит биотит-ро- говообманковый	Кварцевый монцо- диорит биотит-ро- говообманковый	Кварцевый монцо- нит биотит-рого- вообманковый					
Структура породы	Средне-крупнозер- нистая, порфиро- видная	Средне-крупнозер- нистая гипидио- морфнозернистая	Мелкозернистая с элементами монцонитовой, мирмекитовой/	Порфировидная с мелкозернистой основной матри- цей	Порфировидная с микрогипидио- морфно-зернистой основной массой, монцонитовая					
Породо-образую- щие минералы	KIIIII 50-55 %; Pl _{xe17-20} 30 %; Bt 10-12%; Amf 10-12 %; $Q \le 5 \%$	IIII 50-55 %; $l_{Ne17-20}$ 30 %; 3t 10-12%; $Q \le 5$ %КПШ 25 %; $Pl_{Ne56-14,5}$ 50 % (зональный) Bt 10-15 %; Amf 10-15 %; Q -5 %		КПШ 20 %; Pl _{№34 до №20-18} 30 % (зональный) Bt 20 %; Amf 20 %; Q < 5 %	КПШ 35 %; Pl _{№26-19} 35 % (зо- нальный) Bt 15 %; Amf 5-7 %; Q 5-7 %					
Вторичные мине- ралы		Эпидот хлорит		Эпидот	Хлорит					
Акцессорные минералы	Рудный (Mgt cV, Ti-Mgt)- 1%, Тинанит < 1%, Апатит < 1%, Циркон (Hf) < 0,n%.	Титанит ≥ 1%, Рудный (Mgt, Ті- Mgt)< 1%, Апатит < 1%. Циркон – 0,п%. Сульфиды (пирит, халькопирит)	Апатит (Sr, Cl) < 1%, Рудный (Mgt, Ti- Mgt) < 1%, Титанит ≥ 1%, Циркон – ед.зерна Бадделеит Сульфиды (пирит, халькопирит)	Рудный (Mgt, Ti- Mgt) – 5%, Апатит > 1%. Тинанит ≥ 1%, Барит Сульфиды (Ру, Sp)	Рудный (Mgt с Cr, Ti-Mgt)< 1%, Апатит (с F) < 1%, Титанит ≥ 1%, Циркон – ед.зерна Аллонит - ед.зер- на. Моноцит – ед.зер- на Сульфиды (Ру , Sp, халькопирит)					

Список литературы

- 1. Бородина Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э. Петрология ордовикских коллизионных перидотит-габбровых массивов (на примере мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 9. С. 1075-1091.
- Монгуш А.А., Сугоракова А.М. Возраст и источники магм постколлизионных габброидов Каахемского магматического ареала, Восточная Тува: результаты первых 49Аг/39Аг и Sm-Nd исследований // Геохимия. 2013. № С. 1042–1047.
- Руднев С.Н. Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Каахемский полихронный батолит (В.Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 2. С. 3 - 33.
- Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. С. 300.
- Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.П. и др. Раннеордовикский возраст мажалыкского комплекса Восточной Тувы: U-Pb метод по циркону // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб.: Центр информ. культуры, 2003. С. 450 - 452.
- Сугоракова А.М., Ярмолюк В.В. Щелочной гранит-кварцевосиенитовый Шивейский массив (Восточная Тува).
 // Материалы Первой Международной геологической конференции «Граниты и эволюция Земли». Улан-Удэ, 2008. С. 92-97.
- Сугоракова А.М. Особенности контакта Чадалского габброидного и Шивейского щелочного гранит-кварцевосиенитового массивов (Восточная Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 6. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2008. В 2-х томах. Т. 2. С. 115 - 116.
- Сугоракова А.М. Сводка результатов новейших геохронологических исследований магматических образований на территории Тувы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса

(от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 9. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2011. Т. 2. С. 205-207.

- Сугоракова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Лыхин Д.А. Позднепалеозойский щелочногранитоидный магматизм Тувы и его связь с внутриплитными процессами в пределах Сибирского палеоконтинента // Доклады РАН. 2011. Т. 439, № 5. С. 641 - 647.
- 10. Сугоракова А.М., Бутанаев Ю.В. Каахемская рифтогенная зона (история заложения и развития) // Тувинские землетрясения 2011-2012 гг. Материалы научного Совещания по Базовому проекту ТувИКОПР СО РАН VIII78.1.4 «Напряженное состояние сейсмоопасных зон Тувы: оценка сейсмической безопасности на основе сейсмологических исследований и данных сети сейсмических станций» (15-17.04.2014 г. Кызыл, Россия). Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2014. С. 92.
- Типоморфизм минералов: справочник / под ред. Л.М. Чернышовой. – М.: Недра, 1989. – 560 с.
- Титов А.В., Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Шадаев М.Г. Явления гибридизации в комбинированных базит-лейкогранитных дайках Усть-Хилокского массива (Забайкалье) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41 (12), С. 1714 - 1728.
- Титов А.В., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Поспелова Л.Н. Расплавные включения в гранате и кварце из дацит-порфиров актобинской структуры (Казахстан): оценка условий генерации и состава первичных расплавов // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 1. С. 86 90.
- 14. Щербина В.В. Миграция элементов и процессы минералообразования. – М.: Наука, 1980. – 284 с.
- Cook N.D.J. Diorites and associated rocks in the Anglem Complex at The Neck, northeastern Stewart Island, New Zealand: an example of magma mingling // Lithos, 1988. V. 21, P. 247 - 262.
- Lowell G.R., Young G.J. Interaction between coeval mafi c and felsic melts in the St. Francois Terrane of Missouri, USA // Precam. Res. 1999. V. 95. P. 69 - 88.
- 17. Ludwig, K.R. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 1999. No. 1a. P. 49.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ: ГЕОХИМИЯ, ВОЗРАСТ И ТИПИЗАЦИЯ

Вельдемар А.А., Вовна Г.М.

Владивосток, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, veldemar@fegi.ru

LATE-PALEOZOIC GRANITOID COMPLEXES OF THE SOUTHWEST PRIMORYE: GEOCHEMISTRY, AGE AND TYPIFICATION

Veldemar A.A., Vovna G.M.

Vladivostok, Far East Geological Institute FEB RAS

Позднепалеозойский гамовский комплекс гранитоидов, расположенный на юго-западе Приморья, является объектом исследования (рис. 1). В тектоническом отношении Гамовский комплекс располагается в юго-западной части Вознесенского террейна. Комплекс представлен габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранит-гранитной породной ассоциацией, формирующей Гамовский батолит. В силу тектонической нарушенности и перекрытия более поздними образованиями, он обнажается разрозненными фрагментами площадью до 120 км². Комплекс прорывает, ороговиковывает, участками гранитизируя решетниковскую и барабашскую свиты верхней перми, и перекрывается верхнетриасовой тальминской толщей (Государственная..., 2011). В строении Гамовского гранитоидного батолита выделяется три фазы. Первая – габбро, габбро-диориты и диориты. Вторая - внедрение основного объема магмы с образованием биотит-роговообманковых кварцевых гранодиоритов и плагиогранитов, связанных между собой постепенными переходами. К третьей фазе отнесены дайки и жилы аплитовидных гранитов, лейкогранитов и пегматитов (Государственная..., 2011).

Содержания петрогенных компонентов, редких и редкоземельных элементов в представительных пробах основных разновидностей пород приведены в таблице (табл. 1). На классификационной диаграмме (Na₂O+K₂O) – SiO₂ точки составов пород гамовского массива располагаются в полях гранодиоритов, гранитов, лейкогранитов (рис.2).



Рис. 1. Схема террейнов Южного Приморья по (Геодинамика ..., 2006) с изменениями.

1 — Лаоэлин-Гродековский (ЛГ) позднепалеозойский террейн; 2 — террейны Бурея-Ханкайского раннепалеозойского орогенного пояса: Матвеевско-Нахимовский (МН), Спасский (СП), Вознесенский (ВЗ); 3 — Сергеевский (СР) террейн; 4 — террейны позднемезозойского Сихотэ-Алиньского орогенного пояса; 5 — разломы; 6 — район исследований.

Породы в основном магнезиальные, высокоглиноземистые, калиево-натриевой серии. По соотношению K₂O и SiO₂ породы относятся к известковой и известково-щелочной сериям.

Согласно классификации Уолена (Whalen et al., 1987) (рис. 2 E, F) и Маеда (Maeda, 1990) (рис. 2G) фигуративные точки гранитоидов гамовского комплекса располагаются в полях S и I типов гранитов. Граниты I типа формируются из метамагматических, преимущественно мафических источников, тогда как граниты S типа образуются при плавлении метаосадочных пород.

Постоянное преобладание Na над K и минеральные парагенезисы обуславливают принадлежность комплекса к тоналит-трондьемитовой ассоциации и позволяют сопоставлять его с диорит-гранодиорит-плагиогранитными формациями подвижных областей.

Спектры распределения РЗЭ гранитоидов (рис. 3) характеризуются обогащением легкими редкоземельными элементами (LREE) (La/Yb)_N = 2,44-32,92 и присутствием отрицательной Еи аномалии (Eu/Eu*=0,35-0,84), что типично для гранитов, образующихся за счет коровых сиалических источников.

Гранитоиды Гамовского комплекса значительно обогащены крупноионными литофилами (LILE) - Cs, Rb, Ba, K, и высокозарядными элементами (HFSE) - Th и U. На мультиэлементной диаграмме наблюдаются резкие минимумы Ta, Nb, P, Ti, а также Ba и Sr в меньшей степени (рис. 4).

Радиологические К/Аг датировки в петротипе (п-ов Гамова), по биотиту и амфиболу, соответствуют 251 и 252 млн лет (Государственная..., 2011). Определения китайских геологов U/Pb методом на сопредельных территориях дают возраст 254 млн лет, что соответствует позднепермскому времени (Государственная..., 2011). Последние U-Pb изотопные исследования цирконов (метод SHRIMP-II) (Крук и др., 2015) установили, что возраст Гамовского массива составляет 260±2 млн лет, что подтверждает ранее полученный позднепермский возраст.



Рис. 2. Дискриминационные диаграммы для гранитоидов Гамовского комплекса

А - $SiO_2 - (Na2O+K_2O)$ (Богатиков, 1983); **В** - ASI - A/NK, где $ASI = Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO-1.67P_2O_3)$, $A/NK = Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ (Maniar, Piccoli, 1989); **С** - $SiO_2 - FeO'/(FeO'+MgO)$ (Frost et al., 2001); **D** - $SiO_2 - Na_2O+K_2O+CaO$ (Frost et al., 2001); **E** - $10000^*Ga/Al - Nb$ (Whalen et al., 1987); **F** - $Zr+Nb+Ce+Y - (Na_2O+K_2O)/CaO$ (Whalen et al., 1987); FG-фракционированные гранитоиды; **G** - $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O) - (Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$ (Maeda, 1990).



Рис. 3. Спектры распределения РЗЭ в гранитоидах Гамовского комплекса, нормировано по составу хондрита (Sun, McDonough, 1989).



Рис. 4. Мультиэлементные диаграммы для гранитоидов Гамовского комплекса, нормировано по составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989).

					_							
Компо-	A-54	A-55a	К-7-9	3-56a	К-7-7	Г-11-5	T-52	Ал-18	T-50	Л-1б	К-26а	К-7-8
нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO2	65,68	66,43	67,98	68,20	69,27	70,17	70,31	71,27	74,20	74,44	75,15	75,75
TiO2	0,56	0,52	0,51	0,53	0,48	0,34	0,40	0,41	0,20	0,17	0,12	0,12
Al2O3	15,47	15,18	14,83	15,63	14,56	14,88	14,54	13,82	13,26	13,87	13,57	13,34
Fe2O3	5,03	4,90	4,60	5,10	4,18	2,94	3,45	3,31	1,92	1,92	1,68	1,43
MnO	0,09	0,08	0,07	0,07	0,06	0,04	0,05	0,05	0,04	0,02	0,02	0,02
MgO	1,97	1,72	1,43	1,02	1,26	1,39	1,23	1,25	0,46	0,73	0,18	0,16
CaO	4,59	4,19	3,10	3,25	2,88	4,50	2,30	1,78	1,26	0,96	0,76	0,99
Na2O	2,97	2,98	3,29	3,44	3,12	3,08	3,55	4,32	3,23	5,89	3,63	3,56
K2O	2,32	2,70	3,28	2,01	3,32	0,92	2,15	2,32	3,79	0,76	4,19	4,32
P2O5	0,08	0,08	0,08	0,11	0,09	0,04	0,09	0,09	0,04	0,02	0,04	0,02
ппп	0,90	0,86	0,42	0,51	0,57	1,43	1,45	1,22	1,25	0,97	0,46	0,3
Сумма	99,79	99,63	99,85	100,11	99,84	99,81	99,66	99,89	99,65	99,78	99,79	100,14

Химические составы гранитоидов Гамовского комплекса

Таблица 1.

Be	1,13	0,90	1,66	1,89	1,08	0,85	1,04	0,93	1,03	1,96	1,31	1,01
Sc	16,4	15,3	13,5	16,1	11,4	4,9	6,3	7,9	4,5	4,1	4,1	3,1
V	87,94	82,09	86,93	55,08	74,78	73,44	46,84	44,40	15,43	12,31	6,66	14,59
Cr	173,2	134,5	150,6	174,8	144,7	257,1	118,8	126,9	5,53	6,33	18,13	201,6
Со	11,22	10,78	9,78	6,14	8,36	9,47	6,60	6,02	2,15	2,28	1,21	1,67
Ni	6,70	4,72	7,26	8,92	7,09	9,79	6,06	3,67	2,49	2,12	2,42	5,64
Cu	10,13	45,22	26,82	42,54	15,16	25,53	4,86	8,32	1,57	25,53	6,73	9,37
Zn	49	50,5	59	87,8	47,7	37,2	49,2	24,5	28,9	32,1	18,8	25,9
Ga	17,56	17,70	17,51	19,34	15,96	15,31	22,58	14,84	16,93	15,55	16,31	14,65
Rb	74,97	90,37	191,44	73,74	164,89	30,17	95,22	49,11	105,02	19,81	117,49	138,34
Sr	192,3	195,3	169,9	205,3	165,8	378,4	437,7	346,7	209,4	334,6	126,9	98,3
Y	25,49	28,53	31,62	40,53	27,42	5,29	17,89	13,78	26,08	13,64	31,62	22,45
Zr	169,3	179,9	151,0	203,2	254,9	47,73	217,2	197,7	110,0	146,0	119,6	77,11
Nb	4,89	5,17	6,46	7,08	6,01	2,19	6,44	4,15	5,95	2,98	6,55	7,32
Мо	7,17	6,50	8,17	9,93	7,39	13,30	6,36	6,14	0,03	0,45	0,44	11,49
Cd	0,01	0,09	0,19	0,29	0,35	0,18	0,13	0,09	0,07	0,40	<ПО	<ПО
Sn	2,23	3,00	1,18	3,04	1,39	0,17	1,95	0,12	2,34	2,30	2,06	3,14
Cs	1,59	1,76	12,76	2,47	12,11	1,73	2,54	1,28	1,89	0,66	1,65	3,40
Ba	366,9	525,7	393,9	397,2	406,6	284,4	648,6	850,7	521,9	197,1	693,3	711,8
La	16,49	29,68	31,52	51,63	32,13	8,11	55,43	24,84	25,05	20,20	32,97	24,84
Ce	36,45	62,84	49,10	117,63	52,38	19,68	118,59	43,55	51,34	36,32	68,68	45,03
Pr	4,33	6,66	6,46	13,61	6,37	2,45	12,20	4,52	5,57	3,96	7,84	4,69
Nd	16,35	24,69	24,94	52,25	24,70	9,56	41,30	15,32	20,99	12,92	27,86	16,90
Sm	3,34	4,23	4,68	9,95	4,73	2,00	7,04	2,33	3,66	2,44	6,81	3,40
Eu	0,87	0,76	0,95	1,09	0,94	0,45	0,83	0,81	0,47	0,59	0,72	0,48
Gd	3,96	4,72	4,99	9,20	4,02	1,35	5,04	2,59	4,25	2,40	5,65	3,53
Tb	0,65	0,79	0,86	1,31	0,80	0,17	0,67	0,34	0,68	0,29	0,97	0,59
Dy	4,31	4,75	5,66	6,96	4,24	0,92	3,05	1,99	3,79	1,93	5,34	3,64
Но	0,94	0,99	1,23	1,50	1,15	0,20	0,57	0,55	0,75	0,37	1,20	0,81
Er	2,69	2,83	3,83	4,39	2,67	0,44	1,94	1,45	2,45	1,42	3,16	2,21
Tm	0,36	0,44	0,51	0,65	0,40	0,08	0,23	0,18	0,39	0,14	0,50	0,32
Yb	2,44	3,02	3,44	4,29	3,25	0,52	1,64	1,41	2,72	1,09	3,38	2,00
Lu	0,38	0,42	0,47	0,54	0,34	0,11	0,25	0,25	0,40	0,17	0,47	0,31
Hf	4,75	5,11	4,86	6,17	7,65	2,35	5,43	5,16	3,99	3,44	4,05	2,78
Та	0,48	0,49	0,56	0,72	0,57	0,26	0,45	0,33	0,61	0,05	0,72	0,77
W	5,88	5,27	6,31	7,60	6,49	9,05	4,21	4,85	0,34	0,21	0,52	9,69
Pb	9,41	9,39	19,40	11,54	17,60	9,93	12,45	3,09	16,19	8,38	16,02	23,06
Th	8,37	8,84	22,27	18,66	19,62	7,65	24,14	10,50	17,56	8,45	18,51	15,08
U	1,38	1,51	3,02	2,63	3,03	1,64	1,99	1,72	2,40	0,79	2,80	2,70

Примечание. Содержания петрогенных элементов в пробах определялись в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. Содержание оксидов в масс.%, микроэлементов в г/т.

1-3 – гранодиориты, 4-8 – граниты, 9-12 - лейкограниты

Список литературы

- 1. Богатиков О.А. Магматические горные породы. М.:Наука, 1983. – Т.1. 768 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006. – Кн. 1. 572 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист (L-(52), 53; (K-52, 53) — оз. Ханка. Объяснительная записка / Под ред. С.В. Коваленко. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2011. – 684 с.
- Крук Н.Н., Голозубов В.В., Касаткин С.А. и др. Гранитоиды Гамовского интрузива: геологическая позиция, вещественный состав, возраст и индикаторная роль в геологической эволюции Южного Приморья // Геология и геофизика. – 2015. – Т.56. – №12. – С. 2134-2152
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology. – 2001. – V.42. – №11. – P. 2033-2048
- Maeda J. Opening of the Kuril basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. – 1990. – V.174. – № 3/4. – P. 235-255
- Maniar P., Piccoli P. Tectonic discrimination of granitoids // The geological Society of America Bulletin. – 1989. – V.101. – №5. – P.635-643
- Sun S. S. McDonough W. F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes // Geol. Soc. Spec. Publ. – №42. – 1989. – P. 313-345.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. - 1987. - V.95. - P. 407-419

The Late-Paleozoic Gamov complex of granitoids located in the south-west of Primorye is an object of investigation (Figure 1). In the tectonic viewpoint, the Gamow complex is located in the southwestern part of the Voznesenskiy terrane. The complex is represented by a gabbro-diorite-granodiorite-plagiogranitegranite rock association that forms the Gamow batholith. Due to tectonic faulting and overlapping by later formations, it is exposed by scattered fragments of up to 120 km2. The complex breaks, hornfels, sections granitizing the Reshetnikovskaya and Barabashsky formations of the upper Permian, and is overlapped by the Upper Triassic Talminskaya series (State ..., 2011).

Three phases are distinguished in the structure of the Gamov granitoid batholith. The first is gabbro, gabbro-diorites and diorites. The second is biotite-hornblende-quartz granodiorites and plagiogranites. The third phase includes dikes and veins of aplite-like granites, leucogranites and pegmatites (State ..., 2011).

The contents of major components, rare and rare-earth elements in representative samples of the main species of rocks are given in the table (Table 1). On the classification diagram (Na2O + K2O) - SiO2, the points of the compositions of rocks of the Gamov massif are located in the fields of granodiorites,

granites, leucogranites (Fig. 2). The rocks are mainly magnesian, high-alumina, potassium-sodium series. By the ratio of K2O and SiO2, the rocks refer to the calcic and calc-alkalic series.

According to the classification of Whalen (Whalen et al., 1987) (Figures 2E, F) and Maeda (Maeda, 1990) (Fig. 2G) the figurative points of granitoids of the Gamov complex are located in the S and I types of granite.

REE patterns of granites (Fig. 3) are characterized by an enrichment of light rare earth elements (LREE) (La/Yb)N = 2,44-32,92 and the presence of a negative Eu anomaly (Eu/Eu* = 0.35-0.84), which is typical for granites formed due to crustal sialic sources. Granitoids of the Gamov complex are significantly enriched with large-ion lithophiles (LILE) - Cs, Rb, Ba, K, and high field strength elements (HFSE) -Th and U.

Radiological K/Ar dating in the petrotip (Gamov Peninsula), in biotite and amphibole, correspond to 251 and 252 Ma (State ..., 2011). Definitions of Chinese geologists U/Pb method in contiguous territories give an age of 254 million years, which corresponds to the late Permian time (State ..., 2011). The latest U-Pb isotope studies of zircons (SHRIMP-II method) (Kruk et al., 2015) established that the age of the Gamov massif is 260 ± 2 million years, which confirms by the earlier obtained Late Permian age.

References

- Bogatikov O.A. Magmatic rocks. Moscow: Science, 1983.
 T.1. 768 p.
- Geodynamics, magmatism and metallogeny of the East of Russia / Ed. A.I. Hanchuk. Vladivostok: Dal'nauka. 2006.
 Book. 1. 572 p.
- State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1: 1,000,000 (third generation). Leaf (L- (52), 53, (K-52, 53)-Lake Khanka.) Explanatory note / Edited by S.V. Kovalenko. St. Petersburg: VSEGEI Cartographic Factory, 2011. - 684 p.
- Kruk N.N., Golozubov V.V., Kasatkin S.A. Granitoids of the Gamov intrusion (southern Primorye), its peculiarities and indicative and geodynamic role // Russian Geology and Geophysics. – 2015. – V.56. - № 12. – P. 1685-1700
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology. – 2001. – V.42. – №11. – P. 2033-2048
- Maeda J. Opening of the Kuril basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. – 1990. – V.174. – № 3/4. – P. 235-255
- Maniar P., Piccoli P. Tectonic discrimination of granitoids // The geological Society of America Bulletin. – 1989. – V.101. – №5. – P.635-643
- Sun S. S. McDonough W. F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes // Geol. Soc. Spec. Publ. – №42. – 1989. – P. 313-345.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. - 1987. – V.95. – P. 407-419

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ ЭПГ, AG, PB И BI BO ВКРАПЛЕННЫХ СУЛЬФИДНЫХ РУДАХ ХУДОЛАЗОВСКОГО ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОГО КОМПЛЕКСА (Ю. УРАЛ), ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Вишневский А.В.^{1,2}, Рахимов И.Р.³, Савельев Д.Е.³, Владимиров А.Г.²

¹ИГМ СО РАН, vishnevsky@igm.nsc.ru, ²ТГУ vladimir@igm.ru, ³ИГ УНЦ РАН rigel92@mail.ru

PGE, AG, PB AND BI TELLURIDE MINERALIZATION IN DISSEMINATED MAGMATIC SULFIDE ORES OF THE KHUDOLAZOVSKIY MAFIC-ULTRAMAFIC CPMPLEX (SOUTHERN URALS): THE FIRST RESULTS

Intrusions of the Khudolazovskiy mafic-ultramafic complex are widespread in the central part of Western-Magnitogorsk zone of the Southern Urals (Salikhov and Pschenichniy, 1984). The major bodies are intrude in the Late Devonian – Early Carboniferous sedimentary sequence the Khudolazovskaya syncline along NE-strike faults. Most of intrusions are small (0.1-3.5 kM) stocks and chonoliths with steep NE deeping. Rakhimov et al. (2016) suggested four intrusive stages characterized by peridotites-gabbrous-gabbrodiorites-diorites. The first two (mafic-ultramafic) hosts magmatic sulfide Cu-Ni mineralization (Salikhov and Pschenichniy, 1984; Buchkovskiy et al., 1986; Rakhimov 2017). The U-Pb data obtained for zircon and baddeleyite from gabbro yields an age of 328-324 Ma (Salikhov et al., 2012).

The most of ultramafic rocks are schriesheimites - poikilitic hornblende peridotites. Poor sulfide mineralization are common for almost all rocks but the most perspective areas associate with the base of intrusions. Sulfides form small schlieren-like segregations (1-30 mm) and rare veins composed of chalcopyrite, pentlandite and pyrrhotite. Mafic rocks The mafic rocks Базитовые породы, несущие Cu-Ni оруденение, представлены пойкилоофитовыми оливин-роговообманковыми габбро. Полиминеральные пентландит-халькопирит-пирротиновые скопления ассоциируют здесь преимущественно с роговой обманкой. Для верхних частей габброидных интрузивов характерна бедная сульфидная вкрапленность, а в нижних разведочным бурением выявлены залежи с прожилково-вкрапленным оруденением. Ранее (Салихов и др., 2001) было установлено, что в некоторых пробах содержание Pt+Pd достигает 1 г/т, однако никаких исследований тонкой минералогии не проводилось, и формы нахождения ЭПГ в сульфидных рудах оставались невыясненными.

We studied mineralized rock samples from outcrops and core from four intrusions: Kuseevo-I and Kuseevo-II (schriesheimite stocks), Tashly-Tau (gabbro stock) and Severo-Buksunskiy-II (gabbro chonolith). As a result the own Pt and Pd minerals in the Khudolazovskiy complex sulfide ores were found for the first time: sperrylite (PtAs₂) and moncheite Pt(Te,Bi)₂,high-Sb michenerite (Pd(Bi,Sb)Te) and Pd-Bi mineral phase close to froodite (PdBi₂). Besides the platinum group minerals some telluride minerals are widespread: altaite (PbTe), hessite (Ag₂Te), and in one sample (Bi,Pb,Fe,Ag)Te mineral phase (probably tsumoite). Unfortunately, in many cases the grain size of these minerals did not exceed the first microns (rarely up to 10-20), which made it difficult to obtain qualitative analyzes without capturing the sulfide matrix.

Pd minerals were found only in disseminated ores of gabbro intrusions (Severo-Buksunskaya-II and Tashly-Tau). Extremely high-Sb michenerite (Tashly-Tau; 12.35 wt. % Sb, = 0.4 f.u.) forms isometric euhedral grains up to 10 μ m in size in the large pyrrhotite crystals and more rarely in the chalcopyrite. There

are also some michenerite grains in the silicate matrix near with sulfides. Besides michenerite, two other telluride minerals are widespread in the base sulfides: altaite which forms small isometric grains (0,5-5 μ m) as well as michenerite - mostly in pyrrhotite, and mineral phase stoichiometrically close to tsumoite (BiTe), but with significant concentrations of Pb and Ag – 9.5–15.4 and 1.3–2.3 wt.% respectively, and also Cu and Fe without S. Anhedral grains of this mineral hosts mainly in chalcopyrite, more rarely in pyrrhotite in intergrowths with hessite.

Минералы палладия в проявлении Сев. Бускун-II присутствуют в виде тонких включений внутри пентландита, реже – халькопирита и пирротина. Многочисленные мелкие зёрна Pd-Bi минерала, по составу близкого к фрудиту, образуют выделения неправильной формы размером от "точечных" (0,п мкм) до 3–10 мкм. Наиболее мелкие изометричные зёрна рассеяны в объёме минералов-хозяев, местами образуя скопления. Более крупные удлинённые и кристалломорфные зёрна встречены в трещинах первичных сульфидов, заполненных вторичными оксидными минералами. Достоверно установить состав этого минерала, к сожалению, пока не удалось. Однако отмечается превышение Pd:Вi соотношения в пользу палладия относительно стехиометричного.

В образце из шрисгеймитового массива Кусеево-2 обнаружены минералы платины, образующие тонкие выделения в пирротине: сперрилит и висмутовый мончеит (($Pt_{0.82}, Pd_{0.06}, Ni_{0.06})_{0.94}$ ($Te_{1.19}, Bi_{0.64})_{1.83}$). Тогда как собственно палладиевая минерализация в шрисгеймитах не представлена. Отмечаются редкие ксеноморфные выделения алтаита. В образце из массива Кусеево-1 минералов ЭПГ не было обнаружено, однако присутствует мелкая (0,5–3 мкм), но обильная теллуридная Pb-Ag минерализация. Зёрна теллуридов – алтаита и гессита в больших количествах содержатся как в халькопирите, так и в пирротине. Причём в последнем количественно резко преобладает алтаит, часто находящийся в ассоциации с эксоллюционным пентландитом, и образующий ориентированные совместные включения.

Эта наблюдаемая нами разница в стиле минерализации между габброидными и шрисгеймитовыми телами, однако, не нашла отражения в ранних определениях (Салихов и др., 2001) валового состава руд, и может являться следствием либо недостаточности статистической выборки исследованных зёрен и образцов, либо имеющимися особенностями примесного состава минералов и процесса рудогенеза. Кроме того, большой интерес вызывает достаточно богатая теллуридная минерализация, приуроченная именно к выделениям пирротина. Из экспериментальных данных (Liu and Brenan, 2015) известно, что коэффициенты распределения для Te, Bi и Sb между моносульфидным твёрдым раствором, из которого формируется пирротин, и сульфидным расплавом или промежуточным высокомедистым твёрдым раствором весьма низки – порядка 0,02 для Te и 0,002 для Bi и Sb. Эти данные косвенно указывают на то, что наблюдаемая минеральная ассоциация основных сульфидов и теллуридов образовалась в результате генетически разных минералообразующих процессов, например, при гидротермально-метасоматическом преобразовании первичного магматогенного сульфидного парагенезиса, которое могло произойти как на постмагматической стадии этого конкретного интрузивного события, так и при внедрении более поздних расплавов в осадки Худолазовской мульды. Однако структурная позиция теллуридов в кристаллах пирротина позволяет усомниться в таком выводе. Для разрешения данного вопроса требуются более детальные исследования.

Состав породообразующих, сульфидных и акцессорных минералов изучен в ИГМ СО РАН и ИПСМ РАН при помощи растровых электронных микроскопов (Tescan Mira 3 и Tescan Vega 3, соответственно) с энергодисперсионными спектрометрами Oxford Instruments.

Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме № 0252-2014-0012 "Состав, источники, эволюция и рудогенерирующий потенциал магматических систем Южного Урала", а также при финансовой поддержке правительства РФ (грант № 14.Y26.31.0012).

Список литературы

 Бучковский Э.С., Генина Л.А., Перминов Г.М. Промежуточный отчет о результатах поисково-ревизионных работ на сульфидный никель, проведенных Худолазовской геолого-разведочной партией в северной части Баймакского и южной части Абзелиловского районов БАССР в 2 т. Уфа: ГосГеолФонд, 1968. Т.2 (графические приложения).

- Рахимов И.Р., Салихов Д.Н., Владимиров А.Г., Холоднов В.В., Вишневский А.В., Бородина Е.В. Петрогенетическая модель и рудоносность базит-пикробазитового магматизма Худолазовской мульды (Южный Урал) // Материалы Научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. С. 236–240.
- Рахимов И.Р. Геология, петрология и рудоносность позднедевонско-карбонового интрузивного магматизма Западно-Магнитогорской зоны южного Урала. Автореф. дисс... канд. геол.-мин. наук. Уфа, 2017. 20 с.
- Салихов Д.Н., Пшеничный Г.Н. Магматизм и оруденение зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинклинали. Уфа: БФАН СССР, 1984. 112 с.
- Салихов Д.Н., Юсупов С.Ш., Ковалев С.Г., Бердников П.Г., Хамитов Р.А. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (элементы платиновой группы). Уфа: Экология, 2001. 223 с.
- Салихов Д.Н., Беликова Г.И., Пучков В.Н., Эрнст Р., Седерлунд У., Камо С., Рахимов И.Р., Холоднов В.В. Никеленосный интрузивный комплекс на Южном Урале // Литосфера, № 6, 2012. С. 66–72.
- Liu Y. and Brenan J. Partitioning of platinum-group elements (PGE) and chalcogens (Se, Te, As, Sb, Bi) between monosulfide-solid solution (MSS), intermediate solid solution (ISS) and sulfide liquid at controlled fO2fS2 conditions // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2015. Volume 159, p. 139-161.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР МАГМАТИЧЕСКОГО МИНГЛИНГА В КОМБИНИРОВАННЫХ ГАББРОГРАНИТНЫХ ДАЙКАХ

Владимиров В.Г.

Новосибирский национальный исследовательский государственный университет (НГУ) Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН) vvg@igm.nsc.ru

В работе рассматриваются вопросы интрудирования и становления комбинированных даек. Условно, магматический минглинг разделен на две основные группы. Первая группа (плутоническая) – это небольшие базитовые включения, равномерно распределенные в объеме гранитоидных тел, либо это вытянутые рои и шлейфы мелких тел. Вторая группа (комбинированных даек) представлена композитными дайками, в пределах которых наблюдаются признаки механического смешения базитовых и кислых расплавов. Несмотря на сходство структурно-текстурных особенностей и признаков механического смешения расплавов, обе группы имеют явные различия: пропорции объемов контрастных расплавов, длительность становления, место смешения расплавов, тектонические обстановки. Существующие модели не могут объяснить появление структур магматического минглинга в отдельных дайках. В данной работе вопросы механизма смешения контрастных по составу расплавов рассмотрены на примере геологических объектов Западного Сангилена (ЦАСП). Рассмотрены общие и частные параметры комбинированной дайки участка ТавытДаг. Предложена дилатационная модель магматического минглинга.

THE ORIGIN AND MECHANISMS OF FORMATION OF THE MAGMATIC STRUCTURES OF MINGLING IN THE COMBINED GABBRO-GRANITE DIKES

Vladimirov V. G.

The work deals with the issues of intruding and the formation of combined dikes. Conventionally, the mingling dikes is divided into two main groups. The first group (plutonic) is a small mafic inclusions, uniformly distributed in the volume of granitoid bodies, either is elongated swarms of small bodies. The second group (combined dikes) are represented by composite dikes, in which there are signs of mechanical mixing of mafic and silicic melt. Despite the similarity of the structural-textural features and characteristics of mechanical mingling of melts of both groups have distinct differences: the proportions of the contrasting volumes of melt, duration of formation, a place of mingling of the melts, and tectonic setting. Existing models cannot explain the emergence of structures of magmatic mingling in single dikes. In this paper, the problems of the mingling mechanism of melts that are contrasting in composition are examined using the example of geological objects of Western Sangilen (CAOB). The general and particular parameters of the combined dike of the Tavyt-Dag area are considered. The dilatational model of magmatic mingling is proposed.

Среди фундаментальных проблем, связанных с вопросами интрудирования и становления магматических расплавов, особое место занимают исследования природы магматических тел, известных как «магматический минглинг» и представляющих собой механическую смесь контрастных по составу расплавов.

Условно, магматический минглинг можно разделить на две основные группы.

Первая группа («плутоническая») – это небольшие базитовые включения, равномерно распределенные в объеме гранитоидных тел, либо сконцентрированные в их пределах в форме вытянутых роев и шлейфов. Существование магматический камер со следами инъекций базитов в гранитоидные расплавы известны и неоднократно описаны в литературе (Литвиновский и др., 1995 и др.).

Вторая группа («комбинированных даек») – это дайковые комплексы, либо отдельные комбинированные (композитные) дайки, в пределах которых наблюдаются признаки механического смешения базитовых и кислых расплавов (Marshall, Sparks, 1984 и др.).

Несмотря на очевидное различие геологических обстановок смешения контрастных расплавов, обе группы объединяет сходство структурно-текстурные особенностей и признаков механического смешения в условиях магматического течения (Cook, 1988; Литвиновский и др., 1995; Lowell, Young, 1999 и др.):

 Мелкие базитовые тела имеют овальную, либо линзовидную форму, характерную для двух не смешивающихся жидкостей в условиях затвердевания одной из них.

2. Породы магматического минглинга имеют одновременно признаки как пластичных, так и хрупко-пластичных и хрупких деформаций. Различное реологическое поведение, контролируется, в первую очередь, более высокой температурой ликвидуса и размером отдельных фрагментов (порций) базальтового расплава. Их последовательная кристаллизация во вмещающей салической магме в условиях магматического течения обеспечивает сосуществование пластичных и хрупких деформаций.

 Признаки пластичных деформаций – извилистый, пламеневидный, фестончатый характер границ между базитовыми и кислыми породами; магматическое течение и др..

4. Признаки хрупко-пластичных и хрупких деформаций – развитие в телах базитов сети извилистых прожилков кислого состава с образованием сетчатых структур; хрупкое и вязкое будинирование; секущие трещины и смещение фрагментов; угловатый и остроугольный характер фрагментов базитового состава и др..

5. Зоны закалки располагаются только на периферии базитов и отсутствует на границе с линейными прожилками внутри тела. Такие соотношения указывают на образование зон закалки на начальных стадиях консолидации базальтовой магмы и дезинтеграцию базитов уже в консолидированном состоянии в еще не застывшем кислом расплаве.

 Типично появление сложных соотношений, напоминающих многофазное внедрение. 7. При взаимодействии контрастных по составу расплавов возможно одновременное протекание двух процессов – химического взаимодействия контрастных расплавов (миксинг, mixing) и их механического смешения (минглинг, mingling).

Численные и аналоговые эксперименты показали (Zimanowski, 2002; Полянский и др., 2017 и др.), что причина сходства между данными группами минглинга заключается в условиях протекания смешения, когда на начальных стадиях базитовые и кислые расплавы незначительно различаются по вязкости и формируют единую гидродинамическую смесь, способную к ламинарному, либо турбулентному течению.

Для «плутонической» группы магматического минглинга было предложено несколько моделей, опирающихся преимущественно на плотностные, кристаллизационные и дилатационные эффекты. Они позволяют непротиворечиво объяснить возникновение условий для инъецирования базитовых расплавов в камеры с кислыми магмами, а также механизмы внутрикамерного смешение и течения контрастных по составу расплавов.

Для второй группы магматического минглинга, когда смешение контрастных расплавов происходит в ограниченном пространстве в пределах одной комбинированной дайки, однозначного понимания условий и механизмов возникновения магматического течения и смешения контрастных по составу расплавов нет.

Первым ключевым моментом в различии магматического минглинга в крупных гранитоидных телах от комбинированных базит-гранитоидных даек заключается в малом размере и относительной изолированности дайковых тел от внешних тепловых источников. Как следствие, консолидация как гранитоидной составляющей, так и комбинированной дайки в целом, будет происходить существенно быстрее чем консолидация минглинга в пределах крупных магматических камер кислого расплава. Особенно, это касается верхних (гипабиссальных) уровней земной коры. Иными словами, времени для сосуществования и, тем более, для активного механического смешения контрастных расплавов в дайковых комплексах практически нет.

Вторым ключевым моментом в различии классического магматического минглинга и комбинированных даек заключается в разнообразии источников расплава кислого состава. Если для магматических камер он изначально известен – это собственно внутрикамерные магмы кислого состава, то для комбинированных даек их происхождение может быть различным.

Третий ключевой момент заключается в различии области смешения контрастных расплавов. При классическом магматическом минглинге – это внутрикамерные события. В случае комбинированных базит-гранитоидных даек смешение контрастных расплавов может происходить либо в промежуточной камере с последующим транспортом контрастной смеси расплавов, либо непосредственно в пределах дайки.

Существующие различия позволяют говорить, что модели, описывающие механизмы взаимодействия контрастных по составу расплавов в «плутонической» группе магматического минглинга, с высокой долей вероятности не будут корректны в случае комбинированных даек.

В настоящем сообщении вопросы механизма смешения контрастных по составу расплавов в условиях становления одиночных комбинированных даек рассмотрены на примере геологических объектов Западного Сангилена (ЦАСП)¹. Здесь, в пределах Эрзинской тектонической зоны, известны (Karmysheva et al., 2015; Владимиров и др., 2017) многочисленные базитовые и комбинированные габбро-гранитные дайки с возрастом 495 млн лет (Бурмакина и др., 2017; Владимиров и др., 2017).

Наиболее информативной для иллюстрации возможных механизмов формирования минглинг структур является комбинированная дайка участка «Тавыт-Даг». Она характеризуется следующими общими и частными параметрами.

Общие параметры

Внедрение базитовых магм происходило в обстановках постколлизионной региональной транспрессии Западно-Сангиленского горно-складчатого сооружения.

Становление комбинированной дайки происходило в нижнекоровых условиях, отвечающим верхам эпидот-амфиболитовой, низам амфиболитовой фации метаморфизма.

Частные параметры

Комбинированная дайка участка «Тавыт-Даг», представляет собой габбро-гранитный композит со структурами течения. Габброидная часть занимает осевую область дайки, либо формируют отдельные оперяющие тела жильного типа, в том числе без признаков структур магматического минглинга.

В базитах отчетливо фиксируются признаки субвертикального магматического течения. Одновременно, существуют свидетельства синтектонического генезиса дайки, когда можно наблюдать структуры субвертикального сдвигового растяжения вмещающих пород (гранитоиды Матутского массива) и пассивного заполнения трещин растяжения компонентами комбинированной дайки.

Гранитоидная часть комбинированной дайки представляет собой продукт переплавления (реоморфизм) вмещающих дайку гранитов Матутского массива.

Признаки пластического поведения габброидов и гранитоидов преобладают на их контакте. Направление течения в этой области может иметь разнонаправленный характер.

Перечисленные общие и частные параметры комбинированной дайки участка «ТавытДаг» позволяют предложить следующий механизм формирования в их пределах структур магматического минглинга.

Дилатационная модель магматического минглинга в комбинированных габброгранитных дайках.

Комбинированные дайки представляют собой продукт двух субсинхронных геологических процессов - синтектонического инъецирования базитового расплава и теплового воздействия со стороны последних.

Синтектоническое инъецирование базитового расплава обеспечивается условиями так называемой сдвиговой дилатации, когда в обстановках сдвига, либо транспрессии (сжатие со сдвигом) формируются эшелонированные или единичные трещины растяжения над магматической камерой с расплавами основного состава. Появление трещин растяжения, с одной стороны, обеспечивают условия для экспонирования базитовых магм, с другой – локальному кратковременному понижению общего литостатического давления в зоне дилатации.

Тепловое воздействие со стороны базитовых даек жильного типа в сочетании с кратковременным понижением литостатического давления вблизи даек приводит локальному плавлению, либо реоморфизму вмещающих дайку пород.

Поскольку жилообразование в условиях сдвиговой дилатации достаточно кратковременный процесс, то происходит

¹ Геологическая ситуация, тектоническая позиция и обстановки внедрения комбинированных даек рассмотрены авторами отдельно в материалах совещания – «Синколлизионный гранитоидный магматизм Западного Сангилена (ЦАСП)» и «Тектоническая позиция, обстановки внедрения и становления комбинированных даек Западного Сангилена (ЮВ Тува)».

восстановление общего литостатического давления, которое далее резко возрастает в связи объемными эффектами при выплавлении гранитоидов. Автоклавный эффект со стороны кислого расплава на бортах жилы приводит к раздавливанию консолидирующейся базитовой магмы, которая при этом либо пластически деформируется, либо претерпевает хрупкие разрывы с заполнением трещин кислым материалом. Подобное взаимодействие контрастных расплавов приводит к формированию минглинг-подобных структур.

Ограничения и следствия дилатационной модели магматического минглинга

Без проведения численного моделирования можно предположить, что появление минглинг даек по механизму сдвиговой дилатации возможно лишь в нижнекоровых условиях, когда общий уровень температур будет достаточен для частичного плавления вмещающих пород за счет дополнительного теплового воздействия со стороны базитовой интрузии (дайки).

Вторым ограничением и, одновременно, важным следствием предлагаемой модели является приуроченность к обстановкам субгоризонтального сдвига, либо транспрессии. Только в этом случае возможно нарушение сплошности кровли базитовой камеры и последующая субвертикальная транспортировка базитового расплава. Подобные геотектонические обстановки возможны лишь на постколлизионной стадии коллизионных орогенов и делает комбинированные дайки, сформировавшиеся по данному механизму, важным индикатором подобных условий.

Автор благодарит И.В. Кармышеву, В.А. Яковлева и Я.В. Куйбида за совместные полевые исследования и обсуждение модели.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-01011) и Министерства образования и науки РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ).

Список литературы

- Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): свидетельства развала коллизионной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 283–310.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Ляпунов С.М., Биндеман И.Н., Дэвис А.М., Калманович М.А. Условия образования комбинированных базит-гранитных даек (Шалутинский массив, Забайкалье) // Геология и геофизика. 1995. Т.З6. №7. С.З-22.
- Полянский О.П., Семенов А.Н., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Владимиров А.Г., Яковлев В.А. Численная модель магматического минглинга (на примере Баянкольской габбро-гранитной серии, Сангилен, Тува) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 385-403.
- Cook N.D.J. Diorites and associated rocks in the Anglem Complex at The Neck, northeastern Stewart Island, New Zealand: an example of magma mingling // Lithos. V.21 N.4. 1988. P.247262.
- Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Vladimirov A.G., Shelepaev R.A., Yakovlev V.A., Vasyukova E.A. Tectonic position of mingling dykes in accretion-collision system of early Caledonides of West Sangilen (South-East Tuva, Russia) // Geodynamics & Tectonophysics. V.6. N3. P.289-310.
- Lowell G.R , Young G.J. Interaction between coeval mafic and felsic melts in the St. Francois Terrane of Missouri, USA // Precambrian Research. V.95. 1999. P.69-88.
- Marshall L.A. and Sparks R.S.J. Origins of some mixedmagma and net-veined ring intrusions // Journal of the Geological Society of London. V.141. N.1. 1984. P.171-182.
- Zimanowski B., Buttner R. Dynamic mingling of magma and liquefied sediments // J. Volcanol. Geotherm. Res., 2002. V.114. P.37-44.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ВОЗРАСТ, ОБСТАНОВКИ ВНЕДРЕНИЯ И СТАНОВЛЕНИЯ КОМБИНИРОВАННЫХ ДАЕК ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЮВ ТУВА)

Владимиров В.Г.***, <u>Яковлев В.А.</u>***, Кармышева И.В.***, Куйбида Я.В.*, Семенова Д.В.*

* Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия ** Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия vvg@igm.nsc.ru

В пределах Западного Сангилена базитовый магматизм вносит существенный термальный вклад в автохтонное коровое плавление на постколлизионном стадии эволюции горно-складчатого сооружения. Габброиды и гранитоиды генетически связаны между собой, они пространственно сближены и их объединяет близкий возрастной интервал становления, а также общие тектонические и геодинамические обстановки, что позволяет рассматривать их как самостоятельные постколлизионные габбро-гранитные ассоциации. На постколлизионной стадии эволюции в пределах Западного Сангилена были проявлены баянкольская и уходагская габбро-гранитные ассоциации с возрастом, соответственно, 495 и 485 млн лет. Становление габбро-гранитных ассоциаций контролировалось мантийно-коровым взаимодействием в обстановках трансформно-сдвигового, либо транстенсионного растяжения коллизионного орогена.

TECTONIC POSITION, AGE, ENVIRONMENTS OF THE INTRODUCTION AND FORMATION COMBINED DIKES FROM WEST SANGILEN (SOUTHEAST TUVA)

Vladimirov V.G.***, Yakovlev V.A.***, Karmysheva I.V.***, Kui`bida Ia.V.*, Semenova D.V.*

Within Western Sangilen, basalt magmatism contributes significantly to autochthonous crustal melting at the post-collisional level of the evolution stage of the mountain-fold structure. The gabbroids and granitoids are genetically related, they are spatially close together and they are united by a similar age interval of formation, as well as general tectonic and geodynamic conditions, which allows us to consider them as independent post-collision gabbro-granite associations. At the post-collisional stage of evolution within the Western Sangilen bayankol and uhadak gabbro-granite associations with an age of 495 and 485 Ma, respectively, were manifested. The formation of gabbro-granite associations was controlled by the mantle-crustal interaction under conditions of transform-shear or transtension stretching of the collision orogen.

Характерной чертой коллизионных событий Центрально-Азиатского складчатого пояса является активное мантийно-коровое взаимодействие при изгибании и деформировании литосферы вдоль фронта коллизии. Свидетельством этих процессов является широкое развитие в крупных тектонических зонах коллизионных областей разноглубинных базитовых интрузий, либо промежуточных камер с расплавами и магмами основного состава. На фоне синтектонической проницаемости земной коры базитовый магматизм вносит существенный термальный вклад в автохтонное коровое плавление и появление синтектонических гранитоидных интрузий смешанного типа. Поскольку подобные тела габброидов и гранитоидов генетически связаны между собой, они пространственно сближены и их объединяет близкий возрастной интервал становления, а также общие тектонические и геодинамические обстановки, то их следует рассматривать как самостоятельные синколлизионные габбро-гранитные ассоциации.

Ярким примером подобных образований являются комбинированные дайки и интрузии баянкольской и ухадагской габбро-гранитных ассоциаций в коллизионных структурах Западного Сангилена¹ (Владимиров и др., 2005, 2017; Кармышева и др., 2015, 2017). Последние в краевой части Тувино-Монгольского массива слагают коллаж крупных композитных тектонических блоков (с северо-запада на юго-восток): МугуроЧинчилигский, Эрзин-Нарынский и Нарынский блоки. Они совмещены, соответственно, по Эрзинской и Кокмолгаргинской тектоническим зонам милонитизации (shear zones). С севера коллизионный коллаж ограничен образованиями Таннуольской островной дуги.

Строение, метаморфизм и магматизм коллажа тектонических блоков и сшивающих сдвиговых зон отражают эволюцию и смену геодинамических обстановок в регионе от коллизионных (режим транспрессии, 535-495 млн. лет) на постколлизионные трансформно-сдвиговые (режим транстенсии, 495-430 млн. лет) (Владимиров и др., 2005, 2017).

Геологическое изучение Западного Сангилена позволило установить, что внедрение и становление интрузий и комбинированных даек баянкольской и уходагской габбро-гранитных ассоциаций происходило на постколлизионной стадии. Несмотря на родство петрогеохимических характеристик, обе ассоциации магматических пород отличаются тектонической позицией и условиями становления.

К настоящему времени уже известно (Гибшер и др., 2017; Владимиров и др., 2017), что возраст раннего этапа метаморфизма (М1), достигшего уровня ставролит-кианитового типа, соотносится с рубежом 520-515 млн лет. Именно с данным рубежом коррелируется и заложение Эрзинской и Кокмолгаргинской тектонических зон (519 млн лет), являющихся крупнейшими концентраторами напряжений на пике коллизионных нагрузок. Данные события можно интерпретировать как начало активного мантийно-корового взаимодействия по границе Мохо, усиливающиеся вследствие заложения проникающих тектонических зон со взбросовой кинематикой на фоне общей изостазии Западно-Сангиленского фрагмента коллизионного горноскладчатого сооружения.

¹ Геологическое строение и эволюция образований Западного Сангилена, а также баянкольской габбро-гранитной ассоциации рассмотрена авторами также в материалах данного совещания «Синколлизионный гранитоидный магматизм Западного Сангилена (ЦАСП)».

Структурные исследования показывают, что субвертикальные взбросо-надвиговые тектонические движения завершились со сменой кинематики деформаций на субгоризонтальные левосдвиговые. Данные процессы первоначально были сконцентрированы в пределах Эрзинской и Кокмолгаргинской сдвиговых зон, что привело к их фрагментации вплоть до абиссальных и мезоабиссальных уровней коры.

Именно с этими событиями на рубеже 495 млн лет связывается внедрение первых порций базитовых расплавов и коровое плавление со становлением на абиссальных уровнях интрузий и даек баянкольской габбро-гранитной ассоциации (Баянкольский массив, комбинированные дайки в обрамлении Матутского гранитного массива и вдоль нарушений Эрзинской зоны).

Дальнейшая смена транспрессионных обстановок трансформно-сдвиговыми, возможно достигающих условий транстенсии, обеспечило возрастание интенсивности левосдвиговой тектоники и вовлечение в постколлизионные события практически весь коллизионный коллаж Западного Сангилена. Разгрузка постколлизионных нагрузок происходила периодически и сопровождалась базитовым магматизмом, основные рубежи которого отвечают становлению ухадагской габбро-гранитной ассоциации (485 млн лет) и Башкымугурского габбро-монцодиоритового массива (465 млн лет).

Ниже рассмотрена характеристика тектонической позиции, обстановок внедрения и становления баянкольской габбро-гранитной ассоциации.

Баянкольская габбро-гранитная ассоциация (495 млн лет) включает одноименный полифазный габбро-гранитный массив и комплексы минглинг-даек Эрзинской тектонической зоны.

Баянкольский габбро-гранитный массив имеет характерную штокообразную форму, вытянутую конформно области локального растяжения и перпендикулярно простиранию Эрзинской тектонической зоны. Структурно-метаморфическое изучение контакта массива позволяет говорить о термальном воздействии со стороны габброидов на вмещающие их породы эрзинского метаморфического комплекса и ставролит-кианитовые сланцы с северо-западной окраины. Метаморфические изменения сопровождаются автохтонным гранитообразованием и падением вязкости пород.

Так, на северо-западном контакте массива в кианитовых сланцах появляются ассоциации с силлиманитом в присутствии с калиевым полевым шпатом. При этом деформации несут признаки локального субвертикального транспорта, отвечающего стадии внедрения габброидов Баянкольского массива. Здесь же в узкой зоне контактового термального воздействия ранние син-инъекционные структуры осложнены пластичными структурами с левосдвиговой субгоризонтальной кинематикой, роль которых, по-видимому, возросла по мере становления габброидной интрузии.

В северо-восточном контакте Баянкольского массива отчетливо наблюдаются пластичные деформации сдвигового генезиса со складками волочения и обособлением их замковых частей, декомпрессионным плавлением в шарнирных зонах складок. Ориентировка деформационных структур конформна контакту габброидного массива.

Юго-западный контакт Баянкольского массива резко отличается. Несмотря на его плохую обнаженность, необходимо отметить появление вблизи контактов гранитоидов, вытянутых в направлении простирания Эрзинской тектонической зоны.

Таким образом, положением, обстановки внедрения и становления Баянкольского габбро-гранитного массива отвечают условиям синсдвиговой фрагментации Эрзинской тектонической зоны с инъецированием основных расплавов и магм в локальные области растяжения, термальным воздействием на вмещающие метаморфические породы эрзинского и моренского комплексов, автохтонных и параавтохтонным выплавлением гранитоидов в условиях кратковременной синтектонической декомпрессии.

Комбинированные дайки баянкольской габбро-гранитной ассоциации в некоторой степени сходны по условиям становления с одноименным массивом. Однако их размеры существенно меньше и они, как правило, занимают синсдвиговую позицию, либо также трассируют блоки и фрагменты Эрзинской тектонической зоны.

Так, в обрамлении Матутского фрагмента сдвиговой зоны комбинированные габбро-гранитные дайки, сохраняя доминирующую субширотную ориентировку, располагаются по контуру тектонического блока. Опираясь на различную структурную приуроченность, а также особенности внутреннего строения, их можно разделены на четыре группы.

Первая группа включает в себя комбинированные дайки, расположенные в западной эндоконтактовой зоне Матутского гранитного массива. Это субвертикальные сигмоидальные или ячменевидные жилы субширотной ориентировки. Контакты с вмещающими гранитоидами резкие, секущие. В строении комбинированных даек преобладают основные породы (80-90 %). Гранитоиды по системе трещин заполняют пространство между фрагментированными телами базитов, образуя сетчатую структуру. Контакты между основными и кислыми породами являются типичными для сосуществуюших магм с контрастной вязкостью (волнообразные, фестончатые, лопастевидные контакты). Для всех типов контактов характерно отсутствие зон переходного состава, ороговикования и контактовых изменений. Заполнение механической смесью контрастными по составу магмами эшелонированных трещин раскрытия происходило синхронно с деформациями. На это указывают элементы выдавливания основного расплава, структуры волочения, сдвиговые структуры взбросо-сбросового характера в поперечном сечении даек (гранитоидные прожилки выполняют структуры сдвигового генезиса С/С' и С/С'/S типов). Возраст пород составляет 494.8±5.4 и 489.7±7 Ма для базитов и гранитоидов соответственно (Бурмакина и др., 2016).

Вторая группа включает в себя дайки, прорывающие милониты по породам эрзинского метаморфического комплекса на северном обрамлении Матутского гранитного массива. Это маломощные (до одного метра) дайки основного состава, простирающиеся субширотно, конформно контакту массива. Контакт с вмещающими милонитами резкий, секущий. Дайки претерпели хрупкие деформации, что выражается в фрагментировании базитов на отдельные остроугольные блоки, пространство между которыми заполнено гранитоидным материалом. В ряде случаев между контрастными породами наблюдаются нелинейные контакты, а также округлые фрагменты базитов, заключенные в кислом матриксе. Данный факт прямо указывает на то, что при инъецировании даек гранитоидным материалом, базиты были консолидированы не полностью. Последовательное внедрение основных, а затем кислых магм происходило по трещинам растяжения.

К третьей группе отнесены комбинированные дайки и тела с минглинг-подобными структурами, локализованные в гранитоидах, прорывающих эрзинский метаморфический комплекс востоку от Матутского массива. Это узкая зона, шириной до 150 метров и протяженностью около километра, простирающаяся конформно восточному контакту массива и выклинивающаяся в южном направлении. На всем протяжении гранитоиды насыщены мелкими округлыми телами
базитов. В центральной части зоны гранитоиды инъецированы дайками основного состава, контакт пород имеет иррегулярную форму, фиксируются следы механического рассеяния базитов в кислом материале. На контакте базитов и гранитоидов нередко формируются породы переходного состава. Многие фрагменты базитов претерпели хрупкие деформации, на что указывают секущие линейные трещины, заполненные пегматоидным материалом. Вдоль трещин происходит вытягивание и разрыв фрагментов базитов. Породы описываемой зоны прорываются поздними комбинированными дайками. Объемное преобладание гранитоидов, минглинг-структуры на контакте с базитами, обилие округлых нодулей основных пород во всем объеме гранитоидов позволяют сделать вывод о сосуществовании контрастных магм в магматической камере, располагавшейся ниже современного эрозионного среза. Одновременное инъецирование в породы эрзинского комплекса мафическими и салическими магмами происходило синхронно с деформациями в обстановках растяжения, на что указывают пластические и хрупкие деформации базитовых блоков, обилие трещин, заполненных пегматоидным материалом, поздние комбинированные дайки.

Наиболее представительный скальный выход дайки, относящейся к четвертой группе, расположен в южной экзоконтактовой зоне Матутского массива. Азимут падения дайки 330°, угол падения 40°, максимальная мощность три метра. Вмещающими породами являются параавтохтонные гнейсограниты эрзинского комплекса. Контакты с вмещающими породами четкие, преимущественно криволинейные, зоны закалки отсутствуют. Пегматоидные обособления гранитоидов дайки образуют заливы и прожилки во вмещающих породах. По простиранию дайки в восточном направлении ее мощность постепенно сокращается до полуметра. На участке с минимальной мощностью зафиксировано пересечение лейкогранитной и комбинированной даек. На участке с максимальной мощностью общая структура комбинированной дайки характеризуется неравномерным распределением основной и кислой составляющих. Сверху вниз выделяются зоны: салическая (лейкогранитная), промежуточная (интенсивного механического смешения лейкогранитов и базитов), преимущественно мафическая. Формирование данной структуры объясняется одновременным внедрением по ослабленной зоне контрастной магматической смеси и лейкогранитной магмы. Морфология контактов на границе контрастных пород характерна для сосуществующих магм с контрастной вязкостью (изогнутые, фестончатые, пламеневидные разновидности). На контакте базитов и гранитоидов фиксируются локальные участки перекристаллизации гранитного материала. В промежуточной части дайки наблюдается интенсивное механическое рассеяние базитов, выраженное в большом количестве гломероскоплений биотита и роговой обманки в гранитоидах. Также фиксируются отдельные базитовые нодули, обогащенные лейкократовыми минералами. По всей видимости, внедрение комбинированной дайки и дайки лейкогранитов в трещину растяжения сопровождалось интенсивным механическим смешением контрастных магм, плавлением и, возможно, диффузионными явлениями. Со стороны комбинированной дайки в процессе механического смешения происходил захват как вмещающих пород, так и кислой дайки.

Выводы

В пределах Западного Сангилена базитовый магматизм вносит существенный термальный вклад в автохтонное коровое плавление на постколлизионном стадии эволюции горно-складчатого сооружения.

Габброиды и гранитоиды генетически связаны между собой, они пространственно сближены и их объединяет близкий возрастной интервал становления, а также общие тектонические и геодинамические обстановки, что позволяет рассматривать их как самостоятельные постколлизионные габбро-гранитные ассоциации.

На постколлизионной стадии эволюции в пределах Западного Сангилена были проявлены баянкольская и уходагская габбро-гранитные ассоциации с возрастом, соответственно, 495 и 485 млн лет.

Становление габбро-гранитных ассоциаций контролировалось мантийно-коровым взаимодействием в обстановках трансформно-сдвигового, либо транстенсионного растяжения коллизионного орогена.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-01011) и Министерства образования и науки РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ).

Список литературы

- Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Буянтуев М.Д. Комбинированные дайки Западного Сангилена, ЮВ Тува: изотопный возраст, состав, петрогенезис. // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения: Материалы Третьей международной научной конференции, Новосибирск, 2016, с.35-37.
- Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // Докл. РАН, 2005. Т. 405. № 1, с. 82-88.
- Владимиров В.Г., Кармышева И.В. Закономерности коллизионного метаморфизма (на примере эволюции эрзинской тектоно-метаморфической зоны, ТММ, ЦАСП) // // В сб. «Геодинамические обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое». Материалы V Российской конференция по проблемам геологии и геодинамики докембрия, Санкт-Петербург, ИГГД РАН. – СПб: Sprinter, 2017, – с. 49-51.
- Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилена (ЮВ Тува): свидетельства развала коллизионной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // Geodinamics & Tectonophysics, 2017, V.8, ISSUE 2, p. 283-310.
- 5. Гибшер А.С., Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Шелепаев Р.А., Терлеев А.А., Сухоруков В.П., Руднев С.Н. Природа и возраст высокобарического (кианитового) метаморфизма Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // В сб. «Геодинамические обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое». Материалы V Российской конференция по проблемам геологии и геодинамики докембрия, Санкт-Петербург, ИГГД РАН. – СПб: Sprinter, 2017, — с. 52-53.

МЕТОДИКА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ИСХОДНЫХ ПРОТОЛИТОВ МЕТАМАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД НА ПРИМЕРЕ ГРАНУЛИТОВ НИМНЫРСКОГО БЛОКА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

Вовна Г.М. ^{1,2}, Мишкин М.А.¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН ²Дальневосточный федеральный университет

Работа посвящена геохимическому исследованию раннеархейского эндербитового комплекса Нимнырского блока (центральная часть Алданского щита) на основе петролого-геохимических данных. Представлена единая методика геохимических исследований метаморфических комплексов гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных областей на примере гранулитов нимнырского комплекса (Нимнырский блок). Установлены протолиты этого комплекса, их геохимические особенности. Показано, что исходный состав архейских метамагматитов нимнырского комплекса представлен андезит-дацитовой ассоциацией известково-щелочной петрохимической серии и подчиненной ей коматиит-толеитовой серией, которые отличаются, соответственно, от средне-кислых вулканитов современных внутриокеанических островных дуг и от меловых коматиитов обогащением LILE, U, Th, LREE. Предложена модель формирования ранней сиалической коры Нимнырского блока на основе концепции мантийных плюмов.

Ключевые слова: геохимия, архей, эндербиты, метамагматиты, Нимнырский блок, плюмы.

THE METHODOLOGY OF RESTORING OF THE ORIGINAL PROTOLITHS OF THE METAMAGMATIC ROCKS ON THE EXAMPLE OF GRANULITES OF THE NIMNYRSKY BLOCK (ALDAN SHIELD)

Vovna G.M.^{1,2}, Mishkin M.A.¹,

¹ Far Eastern Geological Institute of Russian Academy of Sciences ² Far Eastern Federal University

The work deals with the geochemical investigation of early Archaean enderbites complex Nimnyrsky block (central part of the Aldan shield) on the basis of petrological and geochemical data. Presents a unified methodology for geochemical studies of metamorphic complexes of the granulite-gneiss and granite-greenstone areas on the example of granulites of the nimnyrsky complex (Nimnyrsky block). Determined the protoliths of this complex, their geochemical features. It is shown that the original composition Archaean metamagmatic rocks of nymnyrsky complex are represented of andesite-dacitic association of calc-alkaline petrochemical series and subordinate komatiite-tholeiitic series that differ respectively from the medium-acidic volcanites intraoceanic modern island arcs and from the Cretaceous komatiites by enrichment of LILE, U, Th and LREE. The model of formation of the early sialic crust of the Nimnyrsky block is based on the concept of mantle plumes.

Key words: geochemistry, Archean, enderbites, metamagmatic rocks, Nimnyrsky block, plumes.

Нимнырский блок расположен в центральной части Алданского щита, в бассейне среднего течения р. Алдан. Западной границей Нимнырского блока служит Борсалинский разлом, отделяющий его от Олёкминской гранит-зеленокаменной области, а на востоке он отделен Центрально-Алданским разломом от Тимптонского блока (Вовна, Мишкин, 2013).

Раннеархейский эндербитовый комплекс Нимнырского блока впервые был выделен в качестве основания иенгрской толщи Алданского щита Г.М.Друговой с соавторами в 1985г. (Ранний докембрий..., 1986). Было установлено, что под верхнеалданской свитой иенгрской серии обнажается толща биотит-гиперстеновыых плагиогнейсов (эндербитов), залегающая в ядре крупной антиформы. Возраст магматических протолитов этих биотит-гиперстеновых плагиогнейсов, определенный А.П.Натманом (метод SHRIMP) оказался равным 3335 ± 2 млн лет (Nutman et al., 1992). В настоящее время это самое древнее значение возраста метаморфических пород Алданского щита. Эндербитовый комплекс нимнырского блока претерпел несколько этапов гранулитового метаморфизма: 3.2, 2.8, 1.9 млрд лет (Nutman, 1992, Сальникова, 1993, Глебовицкий и др., 2012).

При геологическом картировании толща гиперстеновых плагиогнейсов Нимнырского блока была выделена Реутовым Л.М. в качестве нимнырской свиты (Реутов, 1981). В разрезе нимнырской свиты преобладают гиперстеновые плагиогнейсы, среди которых выделяются биотит- и гранат-содержащие разности. Толща гиперстеновых плагиогнейсов содержит в подчинённом количестве прослои двупироксеновых сланцев и гранатовых плагиогнейсов.

Рассмотрим геохимические особенности нижнекоровых гранулитов нимнырского комплекса (Нимнырский блок) и состав исходных магматических протолитов.

В настоящее время в континентальной коре кратонов принято выделять верхнюю и нижнюю кору (Wedepohl, 1995). Нижняя кора представлена породами амфиболит-гнейсовой ассоциации (амфиболитовая фация метаморфизма) и метабазит-эндербитовой ассоциацией (гранулитовая фация). При установлении исходного состава метаморфических пород этих ассоциаций, кроме структурных полевых наблюдений, важное значение имеют их геохимические особенности. На решение этих вопросов известные ограничения накладывает подвижность химических элементов при метаморфизме.

Имеющиеся в литературе статистические исследования по изменению химического состава пород в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фации, включительно, свидетельствуют об относительно инертном поведении главных петрогенных элементов, (Кепежинскас, 1977, Condie, 2005). Как отметили Конди и Аллен, при гранулитовом метаморфизме в зонах повышенной проницаемости некоторая подвижность отмечается для К (Конди, Аллен, 1987). Эти положения позволяют считать оправданным применение петрохимических диаграмм для установления исходной природы метаморфических пород. Всё вышесказанное не относится к породам, подвергнутым процессам гранитизации или каким-либо иным видам метасоматических изменений, при которых отмечается подвижность широкого ряда химических элементов.

Наряду с главными петрогенными элементами важное значение для геохимической характеристики метаморфических пород имеют элементы - примеси. В геохимических диаграммах для метаморфических пород от зеленосланцевой до амфиболитовой фации включительно применяются крупноионные литофильные элементы: Rb, Ba, Sr, Pb, а также группа высокозарядных элементов: Sc, Y, Th, U, Zr, Hf, Nb, Та, и группа редкоземельных элементов (РЗЭ). Часто в геохимических диаграммах элементы - примеси используют в совокупности с отдельными петрогенными элементами. Так, например, для геохимической характеристики серых гнейсов фундамента платформ, метаморфизованных в амфиболитовой фации, Мартин (Martin, 1994) и Конди (Конди, 1983) в мультиэлементной диаграмме использовали такой ряд элементов: Rb, Ba, Th, U, K, Ta, Nb, La, Ce, Sr, Nd, P, Hf, Zr, Sm, Ti, Tb, Yb. Однако при гранулитовом метаморфизме некоторые из элементов примесей становятся относительно подвижными и это накладывает некоторые ограничения при применении геохимических диаграмм для гранулитовых пород. Геохимическое поведение рассеянных элементов при гранулитовом метаморфизме рассматривалось во многих работах. Известно, что гранулиты обеднены некоторыми литофильными элементами, такими, как Rb, U, Th (Ножкин, Туркина, 1993, Sighinolfi, 1971 и др.). Считается также, что РЗЭ относительно инертны при гранулитовом метаморфизме за исключением Еи (Конди, Аллен, 1987). Инертное поведение при метаморфизме отмечается для элементов с высоким зарядом катионов - Nb, Zr, Hf, Та и для феррофильных элементов - Ni, Co, Cr (Sun, Nesbite, 1978). Из сказанного выше следует, что для геохимической характеристики гранулитовых пород Rb, Ba, Th, U, K следует использовать с известной осторожностью.

Для выяснения первичной природы метаморфических пород существует целый ряд петрохимических диаграмм. (Де ла Рош, 1972, Петрова и др., 1975, Неелов, 1980, Предовский, 1980, Великославинский, 1998, Юдович, Кетрис, 2000, Антипин, Макрыгина, 2006). Особую сложность для определения исходных магматитов представляют породы среднего и кислого состава из-за сомнений при отнесении их к магматическим или осадочным. Для решения этого вопроса У. Дененом и Б. Муром (Dennen, Moore, 1971) была предложена дискриминационная диаграмма Si' – Al/Fe ат.кол. Ввиду того, что эта диаграмма имеет значительное поле неопределённости, Вовной Г.М. (Вовна, 2016) разработана диаграмма Al/Fe – Al+Fe/Ca ат. кол. Кроме того, применяются дискриминантные функции (Shaw, 1972, Великославинский и др., 2013).

Авторами проведено исследование разновозрастной ранней сиалической (нижней) коры ряда супракрустальных комплексов Алданского щита, по единой методике и в следующей последовательности.

 Выявление магматических протолитов супракрустальных метаморфических комплексов с применением указанных выше диаграмм и дискриминантных функций.

2. Разделение метаморфических пород выявленного исходного магматического происхождения на группы по кремнекислотности на диаграмме TAS.

 Определение принадлежности метаморфических пород исходного магматического происхождения к той или иной петрохимической серии на диаграмме Al – (Fe + Ti) – Mg (Jensen, 1976). 4. Для геохимической характеристики магматических протолитов, предусматривается применение спектров распределения РЗЭ, мультиэлементных и бинарных диаграмм известных в литературе, с использованием петрогенных элементов и элементов-примесей.

Метамагматические породы сопоставлялись по геохимическому составу с соответствующими магматическими породами дна Тихого океана (Брайан, 1983, Turner, 2012, Chauvel, Blichert-Toft, 2001, Jochum et al, 1990, Kerr at al., 1996), геологическая обстановка которого сходна с условиями появления ранней сиалической (нижней) коры Алданского щита, т.е. наличие первичной океанической базальтовой коры, на которой формировались первые блоки сиаля.

Для подробного рассмотрения методики и в качестве примера ниже приведены результаты геохимического исследования авторами гранулитов нимнырского комплекса.

1. На диаграммах Si' – Al/Fe (Dennen, Moore, 1971) и Al/ Fe – Al+Fe/Ca (Вовна, 2016), (рис.1, рис.2) гиперстеновые плагиогнейсы нимнырского комплекса соответствуют породам как магматического, так и осадочного происхождения.

Известно, что при определении исходной природы метаморфических пород особую сложность вызывают породы среднего и кислого состава, для которых чаще всего возникает неопределенность при отнесении их к магматическим или осадочным.

Этот вопрос специально рассматривался Д. Шоу (Shaw, 1972), а также У. Дененом и Б. Муром (Dennen, Moore, 1971). Применимость предложенных ими петрохимических критериев для разделения орто- и парагнейсов была подтверждена исследованиями по изотопии кислорода в гнейсовых толщах Ф. Лонгстаффом (1983). Однако при использовании диаграмм Д. Шоу и У. Деннена, Б. Мура возникает вопрос о природе пород, составы которых попадают на граничные линии или вблизи их. Специальное изучение этого вопроса, проведённое авторами в отношении диаграммы У. Денена и Б. Мура Si' - Al/Fe (Dennen, Moore, 1971) показало, что на этой диаграмме анализы неметаморфизованных граувакк располагаются и правее разделительной линии между осадочными и магматическими породами (Al/Fe = 2.3) вплоть до значений Al/Fe кол. равным не менее 4. На этом основании авторами на диаграмме У. Денена и Б. Мура выделено поле неопределенности между значениями Al/Fe = 2.3 - 4 (рис. 1). Как видно из рис. 1 в поле неопределенности попадает значительное количество пород нимнырского комплекса (табл. 1). Для установления исходной природы пород из поля неопределенности, Вовной Г.М. (Вовна, 2016) предложена диаграмма Al/Fe - Al+Fe/Ca, построенная на основе около 300 химических анализов неметаморфизованных кислых эффузивов, глинистых сланцев и граувакк докембрия и фанерозоя (рис. 2). Из диаграммы следует, что из 6 проб поля неопределенности диаграммы У. Денена и Б. Мура 4 пробы нимнырского комплекса получили определение как осадочные породы, 2 пробы - магматические.

2. На классификационной диаграмме TAS для вулканитов (Классификация..., 1997) составы гранулитов метабазит-эндербитовой ассоциации, имеющих исходное магматическое происхождение, располагаются, главным образом, в полях пород нормальной щёлочности, начиная от ультраосновных пород до дацитов (рис.3),(табл.1,2).

3. На классификационной диаграмме Al-(Fe+Ti)-Mg (Jensen, 1976) гранулиты располагаются в полях вулканитов известково-щелочной и коматиит-толеитовой серий (рис.4). Вероятно, эти петрохимические серии вулканитов были исходными для метабазит-эндербитовой ассоциации Нимнырского блока.



Рис. 1. Петрохимическая диаграмма для разделения орто и парагнейсов, по Денену и Муру (Dennen, Moor, 1971). Si'=Si/(Si+Fe+Al)×100 am. кол. Черные точки – составы гранулитов среднего и кислого составов нимнырского комплекса. I – поле магматических, II – осадочных пород, III – поле неопределенности



Рис. 2. Диаграмма Al/Fe – Al+Fe/Ca am. кол. для магматических и осадочных пород среднего и кислого состава (57-77 SiO₂, масс.%, CaO ≤ 7 мас.%, нормальной щелочности) I – поле дацитов, II – поле андезитов и дацитов, III – поле глинистых сланцев и граувакк, IV – поле глинистых сланцев. Черные точки – гранулиты среднего и кислого состава нимнырского комплекса.

4. Метавулканиты известково-щелочной серии

В составе исходных вулканитов этой серии установлены андезиты и дациты (гиперстеновые плагиогнейсы). В цирконах из гиперстеновых плагиогнейсов обнаружены расплавные включения, отвечающие по составу андезитам и содержащие аморфные (стекловатые) фазы, что является показателем быстрого охлаждения кристаллизующихся расплавов и характерно для вулканогенных образований (Чупин и др., 1994, Котов, 2003). Это подтверждает вулканогенное происхождение протолитов гиперстеновых плагиогнейсов. Метавулканиты известково-щелочной серии выделены в качестве исходной андезит-дацитовой ассоциации.

Метадациты и метаандезит Нимнырского блока обладают высокодифференцированным спектром распределения РЗЭ: (La/Yb)_N = 8.7-44.2 (рис.5). На мультиэлементной диаграмме топология графика распределения элементов приме-

сей в гиперстеновых плагиогнейсах нимнырского комплекса сходна с графиком для архейских серых гнейсов основания щитов (Martin, 1994), с характерными минимумами для Та, Nb, P, Ti (рис. 6), отличаясь лишь незначительным уменьшением содержаний Th и U, что характерно для пород гранулитовой фации метаморфизма.

В сравнении с андезит-дацитовыми вулканитами океанической дуги Тонга-Кермадек гиперстеновые плагиогнейсы андезит-дацитового состава нимнырского комплекса обогащены Ba, Th, U, K, Ta, Nb, La, Ce, Nd, Hf, Zr (табл.3, рис. 6). Эти данные свидетельствуют о разительном геохимическом отличии раннекоровых сиалических образований архейских кратонов и современных океанических островных дуг.

 Метавулканиты коматиит-толеитовой серии. В составе исходных вулканитов этой серии выделены толеитовые и коматиитовые базальты.



Рис. 3. Классификационная диаграмма SiO₂-(Na₂O+K₂O) для ортопород нимнырского гранулитового комплекса (Классификация..., 1997).Римскими цифрами обозначены поля пород: I – пикробазальты, II – базальты, III – базальтовые андезиты, IV – андезиты, V – дациты, VI – риолиты, VII – базаниты, VIII – трахибазальты, IX – базальтовые трахиандезиты, X – трахиандезиты, XI – трахидациты.



Рис. 4. Классификационная диаграмма Al – (Fe+Ti) – Mg (Jensen, 1976). Черными точками обозначены составы гранулитовых ортопород нимнырского комплекса. Римскими цифрами обозначены поля: I – коматиитов, II – коматиитовых и высокомагнезиальных базальтов, III-IV – вулканитов толеитовой и известково-щелочной серий, соответственно. Буквенными символами обозначены поля: P – риолитов, Д – дацитов, A – андезитов, Б – базальтов (Fe-Б, Mg-Б – высокожелезистых и высокомагнезиальных, соответственно).



Рис. 5. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту C-I (Evensen et al., 1978) в метавулканитах андезит-дацитовой ассоциации известково-щелочной серии нимнырского гранулитового комплекса. 9920/9, A26, A33 – метадациты, A28 – метаандезит нимнырского гранулитового комплекса.



Рис. 6. Мультиэлементная диаграмма для гиперстеновых плагиогнейсов Нимнырского блока. 1 – гиперстеновые плагиогнейсы Нимнырского блока, 2 – состав архейских «серых гнейсов» фундамента платформ (Martin, 1994), 3 – состав андезит-дацитовых пород океанической дуги Тонга-Кермадек (Брайан, 1983, Turner et al., 2012). Нормализовано по составу примитивной мантии (ПМ).



Рис. 7. Спектры распределения РЗЭ, нормализованных к хондритуС-І (Evensen et al., 1978) в метавулканитах коматиит-толеитовой серии нимнырского комплекса. АМ-1, 9920/6, 998/10, АМ-4, 9920/2 — двупироксеновые сланцы (толеитовые базальты), 3715/5 — двупироксен-амфиболовый сланец (коматиитовый базальт).

Толеитовые метабазальты. Представительные анализы толеитовых метабазальтов (двупироксеновые сланцы и амфиболиты) приведены в табл. 2. Концентрации MgO в толеитовых метабазальтах колеблются в пределах 6.8-10.4 мас. % (табл. 2, ан 1, 2, 4, 6, 7, 8, 9) при магнезиальности Mg # = (Mg/Mg+Fe) = 0.48-0.64.

Увеличение содержания Al_2O_3 ведёт к возрастанию отношения Al_2O_3/TiO_2 величина которого, в среднем, составляет 14.64, что близко к хондритовому (табл. 2). Толеитовые метабазальты характеризуются умеренно дифференцированным распределением РЗЭ: (La/Yb)_N = 1.97-2.39 при примерно 30 кратном увеличении лёгких РЗЭ по отношению к хондриту (табл. 2) (рис. 7). На мультиэлементной диаграмме (табл.3, рис. 8) метатолеиты Нимнырского блока отличаются от толеитовых базальтов N-MOR Тихого океана повышенным содержанием Ва, Th, U, K, La, Ce, Sr, что, вероятно, косвенно отражает геохимические особенности раннеархейской мантии.

Коматиитовые метабазальты. Коматиитовые метабазальты в составе нимнырской толщи имеют незначительное распространение. Имеющийся анализ коматиитового метабазальта (двупироксен-амфиболовый сланец) нимнырского комплекса (табл. 2, ан. 5) содержат MgO 12,22 мас.%, TiO₂ – 0.56 мас.%. Магнезиальность (Mg # = Mg/Mg+Fe) метабазальта составляет 0.68, отношения в нём Al₂O₃/TiO₂ составляют 24.82. В коматиитовом метабазальте наблюдается пологое, близкое к хондритовому распределение РЗЭ с увеличением общего содержания РЗЭ до 10 норм (рис. 7).

На мультиэлементной диаграмме коматиитовый метабазальт отличается от коматиитовых базальтов о. Горгона Тихого океана повышенным содержанием Ba, Th, U, K, La, Ce, Sr, Nd, P, что отличает архейскую мантию от современной (табл.3).



Рис. 8. Мультиэлементная диаграмма для двупироксеновых сланцев (толеитовых базальтов) нимнырского комплекса. 1 – средний состав двупироксеновых сланцев (толеитовых базальтов), 2 – базальты N-MOR Тихого океана (Chauvel, Blichert-Toft, 2001, Говоров и др., 1996). Нормализовано по составу примитивной мантии (ПМ).



Рис. 9. Диаграмма Nb/Y-Zr/Y (Condie, 2008) для двупирокеновых сланцев (толеитовых базальтов) нимнырского комплекса. Поля пород: OPB – базальты океанических плато, OIB – базальты океанических островов, N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов, IAB – островодужные базальты. Точки соответствуют составам пород таблицы 3.1.3, ан. 2, 3, 4, 6, 7.

Таблица 1.

Химические составы эндербитов Нимнырского блока

	8	A28	7	о315в/2	10	9920/9	К-40	0361 в	0346 б	P-28	6
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	59.02	60.97	62.04	62.64	63.43	63.44	63.83	64.48	64.58	64.70	64.78
TiO ₂	1.13	0.30	0.58	1.44	0.56	1.20	0.78	1.02	0.62	0.71	0.61
Al ₂ O ₃	15.9	19.70	16.72	14.39	15.21	18.07	17.58	13.35	14.49	17.35	14.66
Fe ₂ O ₃	2.9	5.04	1.58	3.91	1.76	1.28	0.6	0.61	0.7	2.62	1.28
FeO	4.38		4.09	4.37	3.55	4.42	3.62	6.73	5.06	3.88	3.72
MnO	0.1	0.05	0.08	0.12	0.07	0.17	0.04	0.15	0.11	0.09	0.09
MgO	4.8	0.59	2.4	2.65	3.06	1.39	2.13	4.07	3.43	2.14	2.4
CaO	5	4.72	4.9	3.96	4.55	4.35	4.69	4.39	4.31	1.13	5.19
Na ₂ O	4.05	6.61	4.41	4	3.65	4.06	4.88	2.4	3.8	2.80	3.66
K ₂ O	1.63	1.33	1.35	1.51	2.79	0.84	1.81	1.25	1.2	3.40	2.63
P ₂ O ₅	0.1	0.20	0.3	0.48	0.22	0.04	0.18		0.19	0.18	0.28
п.п.п	0.53	0.28	1.2	0.55	0.32	0.27	0.18	0.27	0.58	0.59	0.35
Сумма	100.10	99.79	100.66	100.02	99.17	99.53	100.24	98.72	99.07	100.16	99.95
Ni	-	8	-	-	-	72	80	-	-		-
Со	-	7	-	-	-	20.90	8	-	-		-
Cr	-	14	-	-	-	318	-	-	-		-
V	-	61	-	-	-	151	-	-	-		-
Sc	-	-	-	-	-	-	29	-	-		-
Ba	-	628	-	-	-	553	570	-	-		-
Sr	-	608	-	-	-	662	490	-	-		-
Y	-	16	-	-	-	21.96	-	-	-		-
Zr	-	596	-	-	-	383.71	-	-	-		-
Hf	-	-	-	-	-	9.08	5.6	-	-		-
Nb	-	2.7	-	-	-	16.17	-	-	-		-
Та	-	-	-	-	-	0.69	0.46	-	-		-
U	-	-	-	-	-	0.86	1.57	-	-		-
Th	-	-	-	-	-	0.93	10.3	-	-		-
La	-	65.9	-	-	-	24.59	-	-	-		-
Ce	-	108.6	-	-	-	37.74	75	-	-		-
Nd	-	36.8	-	-	-	12.50	-	-	-		-
Sm	-	5.44	-	-	-	2.46	5.92	-	-		-
Eu	-	2.03	-	-	-	0.91	1.94	-	-		-
Gd	-	3.94	-	-	-	3.29	-	-	-		-
Tb	-	-	-	-	-	0.55	0.82	-	-		-
Dy	-	3.12	-	-	-	3.93	-	-	-		-
Er	-	1.69	-	-	-	2.21	-	-	-		-
Yb	-	1.49	-	-	-	1.91	1.82	-	-		-
Lu	-	-	-	-	-	0.26	-	-	-		-
(La/Yb) _N	-	44.23	-	-	-	8.69	-	-	-		-
(La/Sm) _N N	-	7.63	-	-	-	6.29	-	-	-	-	-
(Gd/Yb) _N	-	2.14	-	-	-	1.39	-	-	-	-	-
Mg/Mg+Fe	0.55	0.19	0.43	0.38	0.52	0.29	0.47	0.50	0.52	0.38	0.47
Na2O/K2O	2.48	4.97	3.27	2.68	1.31	4.83	2.7	1.92	3.17	0.82	1.39

Продолжение таблицы 1.

	r										1 / 1		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
Vourouout	A26	о315в	о315д	о315д/2	0362 в	o315e/2	A33	o315e	4	362	3	122	сред- ний
KOMIIOHEHT	12	13	14	15	17	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	66.26	66.30	67.12	67.56	67.70	67.8	68.52	69.08	69.24	70.00	70.9	71.9	65.93
TiO ₂	0.51	1.02	0.17	0.16	0.81	0.28	0.51	0.27	0.5	0.52	0.39	0.32	0.63
Al ₂ O ₃	15.99	14.87	18.05	17.05	14.02	16.05	15.34	15.93	13.98	12.63	11.45	13.6	15.49
Fe ₂ O ₃	4.29	2.37	0.76	1.23	1.58	2.13	4.4	0.77	0.42	1.17	1.59	1.32	1.93
FeO		3.1	0.92	0.93	4.41	1.68	-	1.66	3.45	4.52	5.25	1.49	3.56
MnO	0.05	0.06	< 0.01	0.04	0.07	0.06	0.17	0.04	0.09	0.09	0.19	< 0.01	0.08
MgO	1.68	1.9	0.57	0.91	2.59	0.98	1.22	1.19	2.01	3.18	1.09	1.13	2.00
CaO	3.51	3.59	2.36	2.35	2.43	2.98	5.54	2.24	4.32	2.65	1.86	3.07	3.66
Na ₂ O	5.06	4.2	6.06	5.86	3.38	4.8	2.18	5.07	3.11	3.66	3.01	4.56	4.14
K ₂ O	1.56	1.29	2.45	2.32	1.2	2.21	1.05	2.84	1.22	1.06	1.53	1.21	1.72
P ₂ O ₅	0.19	0.3	0.05	0.07	0.13	0.07	0.2	0.05	0.21	0.03	0.12	0.1	0.17
п.п.п	0.39	0.96	0.72	0.33	0.53	0.47	0.63	1	0.74	0.78	-	0.61	0.55
Сумма	99.49	99.66	99.47	98.80	98.85	99.49	99.76	100.28	99.32	100.29	99.25	99.39	99.92
Ni	25	-	-	-	-	-	15	-	-	-	-	-	40.0
Со	10	-	-	-	-	-	9	-	-	-	-	-	10.98
Cr	52	-	-	-	-	-	33	-	-	-	-	-	104.25
V	57	-	-	-	-	-	47	-	-	-	-	-	79.0
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	29.0
Ba	528	-	-	-	-	-	492	-	-	-	-	-	554.2
Sr	451	-	-	-	-	-	114	-	-	-	-	303	438.0
Y	11	-	-	-	-	-	17	-	-	-	-	12	15.59
Zr	165	-	-	-	-	-	247	-	-	-	-	130	304.34
Hf	-	-	2.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.73
Nb	9.1	-	-	-	-	-	56	-	-	-	-	-	20.99
Та	-	-	0.05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.40
U	-	-	0.34	-	-	-	-	-	-	-	-		0.92
Th	-	-	0.26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.83
La	37.07	-		-	-	-	46.8	-	-	-	-	-	43.59
Ce	66.61	-	10.4	-	-	-	82.68	-	-	-	-	-	63.50
Nd	24.98	-	-	-	-	-	28.14	-	-	-	-	-	25.60
Sm	4.14	-	0.76	-	-	-	4.33	-	-	-	-	-	3.12
Eu	1.11	-	0.5	-	-	-	1.09	-	-	-	-	-	1.26
Gd	2.93	-	-	-	-	-	3.26	-	-	-	-	-	3.30
Tb	-	-	0.07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.48
Dy	2.09	-	-	-	-	-	2.82	-	-	-	-	-	2.99
Er	1.04	-	-	-	-	-	1.63	-	-	-	-	-	1.64

Yb	0.92	-	0.21	-	-	-	1.5	-	-	-	-	-	1.31
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.26
(La/Yb) _N	40.29	-	-	-	-	-	31.2	-	-	-	-	-	31.10
(La/Sm) _N	5.64	-	-	-	-	-	6.80	-	-	-	-	-	6.59
(Gd/Yb) _N	2.57	-	-	-	-	-	1.76	-	-	-	-	-	1.96
Mg/Mg+Fe	0.44	0.39	0.40	0.46	0.44	0.33	0.35	0.47	0.48	0.51	0.23	0.42	0.42
Na ₂ O/K ₂ O	3.24	3.26	2.47	2.52	2.82	2.17	2.08	1.78	2.55	3.45	1.97	3.78	2.68

Примечание. Окислы в мас.%, элементы примеси в г/т, «–» – содержаниене элемента не определялось. 1-4 – гиперстеновые плагиогнейсы андезитового состава, 5-23 – гиперстеновые плагиогнейсы дацитового состава, 24 – средний состав эндербитов нимнырского комплекса. 1, 3, 5, 6, 11, 17, 22 23 – Реутов, 1981; 2, 13, 20 – Jahn et al., 1998; 4, 14-15, 19, 21 – Другова и др., 1985; 6 – Добрецов и др., 2008;: 8-10 - Ранний докембрий Южной Якутии. 1986.

Исходный состав вулканитов метабазит-эндербитовой ассоциации, которые образуют единую толщу (нимнырская толща) относятся к двум петрохимическим сериям – известково-щелочной и коматиит-толеитовой. Это позволяют удовлетворительно объяснить их совместное сонахождение на основе модели мантийного плюмового магматизма. Эта модель подтверждается геохимическими особенностями исходных толеитовых базальтов метабазит-эндербитовой ассоциации Нимнырского блока. На диаграмме Nb/Y-Zr/Y (Condie, 2008) эти исходные толеитовые базальты попадают в поле толеитовых базальтов плюмовых источников (рис. 9).

Выводы

Анализ полученных геологических и геохимических данных по нижнекоровым образованиям Нимнырского блока позволили сделать следующие выводы.

Магматическими протолитами метабазит-эндербитовой ассоциации нимнырского комплекса являются вулканиты андезит-дацитового состава известково-щелочной петрохимической серии, которым подчинены коматиитовые и толеитовые базальты коматиит-толеитовой серии.

Исходные известково-щелочные андезиты и дациты ран-

ней сиалической коры относятся к натровому петрохимическому ряду нормальной щелочности. В сравнении со средне-кислыми вулканитами современных внутриокеанических дуг, они обогащены LILE и рядом элементов группы HFSE, в том числе U, Th, и LREE, что отражает геохимические особенности источников их расплавов – первичной базитовой коры.

Раннекоровые исходные толеитовые базальты коматиит-толеитовой серии отличаются от толеитовых базальтов MOR Тихого океана повышенными содержаниями LILE, U и Th. Отношения Nb, Zr, Y свидетельствуют о плюмовом происхождении раннекоровых исходных толеитов. Метакоматиитовые базальты, в сравнении с меловыми коматиитами о. Горгона Тихого океана, обогащены LILE, U, Th, и LREE, что свидетельствует о геохимической специфике раннедокембрийской мантии.

Образование раннекорового нимнырского комплекса может быть объяснено на основе модели мантийного плюмового магматизма: подъем верхнемантийного плюма, его декомпрессионное частичное плавление с образованием магм коматиит-толеитовой серии, метаморфизм амфиболитовой фации основания первичной базитовой коры, ее частичное плавление и образование расплавов среднего и кислого составов (Вовна, Мишкин, 2013).

Таблица 2.

L'autravaur	K-12/2	AM-1	9920/6	998/10	3715/5	AM-4	9920/2	среднее				
KOMIIOHEHT	1т	2т	3т	4	5	6т	7т	8				
SiO ₂	47.55	49.15	48.23	49.12	49.19	49.91	50.92	49.15				
TiO ₂	0.92	1.43	0.97	1	0.56	1.12	0.93	1.07				
A1 ₂ O ₃	15.41	14.63	15.1	15.23	13.96	15.52	14.96	15.12				
Fe ₂ O ₃	2.74	14.27	3.9	4.95	2.02	11.74	5.79	7.69				
FeO	9.44	0	7.61	5.9	8.56		6.07	7.71				
MnO	0.26	0.21	0.23	0.28	0.15	0.18	0.25	0.23				
MgO	8.39	6.76	9.04	10.44	12.22	7.67	7.34	7.84				
CaO	12.15	10.38	11.35	9.28	10.66	10.39	9.69	10.79				
Na ₂ O	2.2	2.04	2.55	2.12	1.49	2.13	2.94	2.37				
K ₂ O	0.88	0.97	0.94	1.64	1.05	1.15	1.04	1.00				
P ₂ O ₅	0.06	0.16	0.08	0.04	0.14	0.19	0.07	0.11				
U	-	-	0.29	0.16	0.18	0.33	0.25	0.29				
Th	-	-	0.65	0.34	0.46	0.65	0.45	0.58				

Химические составы двупироксеновых сланцев и амфиболитов нимнырского комплекса

							1	
Ba	-	1726	307	1395	419	429	275	684.25
Sr	-	474	303	880	404	294	349	355.00
La	-	9.18	6.95	8.63	3.34	6.44	8.00	7.64
Ce	-	19.67	14.53	20.85	9.44	14.63	16.50	16.33
Pr	-	2.85	1.94	3.75	1.22	2.12	2.29	2.30
Nd	-	14.03	8.70	20.31	6.14	10.31	10.61	10.91
Sm	-	3.99	2.36	5.54	2.2	2.78	2.94	3.02
Eu	-	0.75	0.59	0.87	0.85	0.64	0.61	0.65
Gd	-	4.77	2.92	5.73	2.73	3.22	3.42	3.58
Tb	-	0.73	0.48	0.80	0.46	0.51	0.55	0.57
Dy	-	5.18	3.28	5.62	3.28	3.28	3.74	3.87
Но	-	1.07	0.71	1.16	0.68	0.66	0.81	0.81
Er	-	3.08	2.04	3.34	2.25	1.89	2.30	2.33
Tm	-	0.40	0.28	0.46	0.3	0.25	0.33	0.32
Yb	-	2.89	1.96	2.96	2.33	1.97	2.37	2.30
Lu	-	0.44	0.31	0.45	0.31	0.27	0.36	0.35
Zr	-	73.94	45.33	45.97	35.5	59.48	55.89	58.66
Hf	-	2.21	1.34	1.65	1.05	1.80	1.72	1.77
Та	-	0.34	0.15	0.29	0.06	0.21	0.22	0.23
Nb	-	6.14	3.63	4.15	1.16	3.69	3.68	4.29
Y	-	26.04	17.36	30.05	19.04	16.46	20.09	19.99
Cr	-	252	527	5.33	-	252	311	335.50
Ni	-	92	63	243	-	101	89	86.25
V	-	268	217	291	-	182	217	221.00
Со	-	383	38.9	49.80	-	32.00	33.80	121.93
(La/Yb ₎ N	-	2.14	2.39	1.97	1.43	2.21	2.14	2.22
A1 ₂ O ₃ /TiO ₂	16.78	10.26	15.59	15.36	24.82	13.85	16.03	14.64
(La/Sm) _N				0.98	0.96			
(Gd/Yb) _N				1.56	0.95			
Mg/Mg+Fe	0.56	0.48	0.59	0.64	0.68	0.56	0.54	0.56

Примечание: Окислы в мас.%, элементы примеси в г/т, «-» – содержание элемента не определялось. 5 - коматиитовый метабазальт, 1-4, 6, 7 – толеитовые метабазальты, 8-средний состав толеитовых метабазальтов. Анализы пород по (Смелов и др., 2006. Добрецов и др., 2008. Дук и др., 1986).

Таблица 3.

Составы магматических пород Тихого океана											
Компонент	1	2	3	4							
SiO ₂	65.2	49.74	46.97	45.73							
TiO ₂	0.59	1.69	0.61	0.65							
AI ₂ O ₃	13.78	14.58	13.07	11.49							
Fe ₂ O ₃	3.35	2.07	12.16	12.48							
FeO	4.27	8.80	-	-							
MnO	0.16	0.19	0.19	0.18							
MgO	1.87	7.74	14.97	19.03							
CaO	5.71	11.47	11.17	9.70							
Na ₂ O	3.14	2.54	1.15	1.06							
K ₂ O	0.90	0.14	0.036	0.04							
P ₂ O ₅	0.14	0.19	0.048	0.05							

Rb	13.33	1.48	1.233	1.38
U	0.36	0.061	0.012	0.01
Th	0.68	0.158	0.031	0.02
Ba	236.07	11.8	67.4	11.10
Sr	268.28	123	57.53	70.4
La	3.86	3.29	0.54	0.58
Ce	10.07	10.2	1.80	1.99
Pr	-	-	0.48	0.45
Nd	7.83	9.03	2.62	2.58
Sm	2.20	3.12	1.2	0.94
Eu	0.76	1.18	0.53	0.49
Gd	2.58	4.31	1.67	1.70
Tb	0.46	0.754	0.39	0.3
Dy	2.95	5.29	2.445	2.29
Но	0.66	1.17	0.56	0.5
Er	1.99	3.28	1.63	1.48
Yb	1.98	2.99	1.45	1.34
Lu	0.333	0.459	0.22	0.20
Zr	51.26	85.8	30.67	29.25
Hf	1.13	2.31	1.09	1.00
Nb	0.8	2.81	0.55	0.48
Та	0.04	0.188	-	-
Y	-	-	16,53	14,58

Примечание. 1 - состав андезит-дацитовых пород океанической дуги Тонга-Кермадек (Брайан, 1983, Turner et al., 2012). 2 -состав MORB Тихого океана (Arevalo, McDonough, 2010, Говоров и др., 1996). 3, 4 – составы коматиитовых базальтов (3) и коматиитов (4) о. Горгона, Тихий океан (Kerr et al., 1996, Jochum et al., 1991).

Список литературы

- 1. Антипин В.С., Макрыгина В.А. Геохимия эндогенных процессов. Иркутск. Изд-во Ирк. ун-та, 2006, 354 с.
- Брайан У.Б. Низкокалиевые дациты островной дуги Тонга-Кермадек: петрография, химизм, петрогенезис // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 418-432.
- Великославинский С.Д. Метабазальты высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия Алдано-Станового щита: петролого-геохимическая характеристика и геолого-тектоническая интерпретация. Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук. Санкт- Петербург: ЦОП СПГУ. 1998. 43 с.
- Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа. Докл. АН. 2013. Т. 453. №3. С. 310-313.
- Вовна Г.М. Геохимия, происхождение и возраст метамагматических пород сиалической коры Алданского щита: Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. – Томск, ТПУ, 2016. – 50 с.
- Вовна Г.М., Мишкин. М.А. Магматические протолиты гранулитов Нимнырского блока (Алданский щит) и их петрогенезис. Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 4. С. 40-51
- 7. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Бережная Н.Г. и др.

Новые данные о возрасте ультраметаморфогенных гранитоидов Алданского гранулитового ареала (Восточная Сибирь), последовательности процессов метаморфизма и возможностях региональных корреляций геологических событий. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20. №2. с. 27-54.

- Говоров И.Н., Голубева Э.Ф., Пущин И.К. и др. Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. 444 с.
- Де Ла Рош Х. Геохимическая характеристика областей метаморфизма: признаки и доказательства их дометаморфической истории // Материалы I международного геохимического конгресса. Т. З. Кн. 1. М. ГЕОХИ АН СССР. 1972. С. 263-290.
- Добрецов В.Н., Смелов А.П., Кравченко А.А. и др. Средний химический состав нижней коры центральной части Алданского щита по результатам изучения ксенолитов из мезозойских щелочных интрузивов. // Отечественная геология. 2008. № 6. С. 63-73.
- Другова Г.М., Харитонов А.Л., Чухонин А.П. и др. Основание иенгрской серии Алданского массива. В кн. // Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. Ленинград: Наука, 1985. С. 9-20.
- Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А.Ф. и др. Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1986. 280 с.
- Кепежинскас К. Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов. Новосибирск: Наука, 1977. 198 с.

- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1997. 248 с.
- Конди К., Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
- Конди К., Аллен П. Происхождение архейских чарнокитов южной Индии. В кн. Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 224-249.
- Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дис. д-ра. геол.-мин. наук. Санкт- Петербург. 2003. 78 с.
- Лонгстафф Ф.Дж. Геохимия изотопов кислорода архейских гранитоидов. // Трондъемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 270-295.
- Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- Ножкин А. Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов. Новосибирск: Наука, 1993. 223 с.
- Петрова З.И., Пожарицкая Л.К., Ройзенман В.М. и др. Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогопита. Новосибирск: Наука, 1975. 151 с.
- Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука. 1980. 152 с.
- 23. Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1986. 274 с.
- 24. Реутов Л.М. Докембрий центрального Алдана. Новосибирск: Наука, 1981. 184 с.
- 25. Сальникова Е.Б. Тектономагматическая эволюция северного фланга зоны сочленения Олёкминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулито-гнейсовой областей Алданского щита. Автореф. дис. канд. геол.-мин.наук. Санкт-Петербург. 1993. 16 с.
- Смелов А.П., Берёзкин В.И., Попов Н.В. и др. Первые данные о синколлизонных базитах и ультрабазитах палеопротерозоя Алдано-Станового щита // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 153-165.
- Чупин В.П., Чупин С.В., Поспелова Л.Н., Котов А.Б., Степанюк Л.М. Расплавленные включения в цирконе из архейских гнейсов как показатель природы протолитов в составе древнейших магм. Докл. АН. 1994. Т. 338. № 6. С. 806-810.
- 28. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. Санкт-Петербург: Наука, 2000. 479 с.
- Arevalo Jr. R., Mc Donough W.F. Chemical variations and regional diversity observed in MORB // Chem. Geol. 2010. V. 271. N 1-2. P. 70-85.
- 30. Chauvel C., Blichert-Toft J. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle //

Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 190. P. 137-151.

- Condie K.C. Greenstones through time. In K. C. Condie (editor), Archean Crustal Evolution. Amsterdam, Elsevier. 2005. P. 85-120.
- Condie K.C. High field strength element ratio in Archean basalts; a window to evolving sources of mantle plumes? // Litos. 2008. V. 100. P. 14-84.
- Jahn B.M., Gruau G., Gapdevila R. et al. Arhean crustal evolution of the Aldan Shield, Siberia: geochemical and isotopic constraints // Precambr. Res. 1998.V.91. P. 333-363.
- Jochum, K. P., Arndt, N. T., and Hofmann, A. W. Nb-Th-La in komatiites and basalts: constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution // Earth and Planetary Science Letters. 1990. V. 107, P. 272-289.
- Dennen W.H., Moore B.R. Chemical definition of nature detrial sedimentary rock // Nat. Phys. Sci. 1971. 4. 234. P. 127-128.
- Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalcalic volcanic rocks // Ontario Div. Mines. Misc. Pap. 66. 1976.
- Kerr A.C., Marriner G.F., Arndt N.T. et al. The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts: new field, petrographic and geochemical constraints // Lithos. V. 37.1996. P. 245-260.
- Martin H. Petrogenesis of Arhean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry // Jornal of Petrology. 1987. V. 28. P. 921-953.
- Nutman A.P., Chadwick N.P. Ramakrisnan M., Wiswanatha N.N.. SHRIP U-Pb ages of detrial zircon in Sargur supracrustal rocks in western Karnataka Southern India // J. Geol. Soc. of India. 1992. V. 39, P. 367-374.
- Shaw D.M. The origin of the Apsley gneiss, Ontario // Can. J. Earth Sci. 1972. V. 9. P. 18-35.
- 41. Sighinolfi G.P. Investigation into deep crustal levels: fractionating effects and geochemical trenda related to highgrade metmorphism // Geochim, Cosmochim. Acta. 1971. V. 35. № 10. P. 1005-1021.
- Sun S.S., Nesbite R.W. Petrogenesis of Arhaean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements // Contrib. Mineral. Petrol. 1978. V. 65 № 3. P. 301- 325.
- Turner S., Caulfield J., Rushmer T., Turner M., Cronin S., Smith I., Handley H. Magma Evolution in the Primitive, Intra-oceanic Tonga Arc: Rapid Petrogenesis of Dacites at Fonualei Volcano // J. Petrology. 2012. V. 53. № 6. P. 1231-1253.
- 44. Wedepohl K.H. The composition of continental crust // Geochim. Cosmochim Acta. 1995. V. 59. № 7. P. 1217-1237.

UHT МЕТАМОРФИЗМ ГРАНУЛИТОВ МЫСА КАЛТЫГЕЙ, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ: ПСЕВДОСЕКЦИИ И U-PB (SHRIMP) ВОЗРАСТ

Волкова Н.И. ^{1,2}, Мехоношин А.С. ³, Владимиров А.Г. ^{1,2,4}, Хлестов В.В. ^{1,4}, Травин А.В. ^{1,2,4}, Михеев Е.И. ¹, Руднев С.Н. ¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск ²Томский государственный университет, г. Томск ³Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск ⁴Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

UHT METAMORPHISM OF GRANULITES FROM THE KALTYGEI CAPE, WESTERN BAIKAL REGION: PSEUDOSECTION AND U-PB (SHRIMP) AGE

Volkova N.I., Mekhonoshin A.S., Vladimirov A.G., Khlestov V.V., Travin A.V., Mikheev E.I., Rudnev S.N.

Ultrahigh-temperature (UHT) granulites provide important information about the evolution of the crust and tectonic history of orogens. This work presents the investigation results of Paleoproterozoic UHT granulites of the Kaltygey Cape on the western shore of Baikal Lake. The granulites contain the diagnostic association of high-alumina orthopyroxene (Al_2O_3 up to 7-8 wt. %), sillimanite, and quartz.

According to their chemical composition, the Kaltygei granulites can be divided into two groups: A and B. Group A contains granulites with high silica content and lower alumina and iron (> 70 wt. % SiO, 10-14.4 wt. % Al₂O, 4-10 wt. % FeO) as compared to granulites of Group B (50-59 wt. % SiO, 16.6-20.6 wt. % Al₂O, 12-16 wt. % FeO). Granulites are represented by various cordierite-biotite-sillimanite, garnet-hypersthene-sillimanite-cordierite, hypersthene-cordierite-sillimanite, garnet-cordierite-biotite-sillimanite gneisses. Opx-Sil-Qtz parageneses (Grt + Opx + Crd + Fsp + Sil + Qtz, Opx + Crd + Pl + Sil + Qtz) were found in granulites of Group A, which testify to UHT metamorphism. Other signs of UHT metamorphism are the presence of mesoperthitic K-Na feldspar and Al-orthopyroxene (up to 7-8 wt. % Al₂O₃). Granulites of Group B usually do not contain Opx-Sil-Qtz parageneses and are represented by the next associations: Grt + Crd + Bt + Pl + Kfs + Sil + Qtz (+ Sp), Crd + Kfs + Bt + Sil + Qtz. It should be noted that green spinel occurs only in the form of inclusions in garnet.

Garnets from granulites of Group A ($Alm_{58-65}Py_{33-38}Gr_{1-3}Sps_{0-1}$) are more magnesian ($X_{Mg} = 0.33-0.41$) compared to garnets from granulites of Group B ($Alm_{65-71}Py_{25-30}Grs_{2-3}Sps_{1-2}; X_{Mg} = 0.25-0.32$). The content of Al_2O_3 in orthopyroxene of granulites of Group A varies from 8.0 to 4.5 wt. %, $X_{Mg} = 0.57-0.66$. Granulites of Group B don't contain orthopyroxene, with the exception of a single sample containing orthopyroxene ($Al_2O_3 = 1.6-2.8$ wt. %, $X_{Mg} = 0.64-0.66$). Cordierite, like sillimanite, is found in all samples and is the most magnesian phase ($X_{Mg} = 0.79-0.89$). There are no significant differences in mineral composition between different types of rocks. Biotite from different groups of granulites differs sharply in composition. Granulites of Group A contain aggregates of finely scaly high-magnesian–low-titanium biotite ($TiO_2 = 3.6-0.9$ wt. %, $X_{Mg} = 0.62-0.66$. Granulites of Group A contain mesoperthitic feldspar, while in granulites of Group B, in addition to K-Na feldspar, plagioclase is also found: oligoclase (Al_{25-30}) or andesine (Al_{20-47}). Green spinel occurs only inside the garnet crystals in B-type granulites and is a solid solution of hercinite (50-65 %) - spinel (22-38%) - ghanite (9-16 %). The content of ZnO in spinel is 4.7-8.0 wt. %.

Estimates of P-T metamorphic conditions obtained using the Grt-Opx thermometer (Aranovich, Berman, 1997), Ti-in-Grt and Ti-in-Opx thermometers (Kawasaki, Motoyoshi, 2007), Grt-Crd-Sil-Qtz barometer (Wells, 1979), TWQ program (Berman, Aranovich, 1996), THERMOCALC (Holland, Powell, 1998) indicate high temperatures of the granulite formation (830-940 ° C) and moderate pressures 7.5-8.5 kbar.

Simulation of phase equilibria using pseudosections plotted in the NCKFMASHTO system and mineral isoplets indicate a P-T path of subisobaric cooling (IBC) during exhumation of the Kaltygey granulites. The Al content in orthopyroxene decreasing from 0.29 to 0.19 p.f.u. and X_{ca} in garnet varying from 0.009 to 0.013, were used as mineral isoplets. Peak values of the P-T metamorphic conditions are 950°C and ~9 kbar, indicating UHT metamorphism, were obtained on the basis of the analysis of pseudosections.

The concordant weighted mean ²⁰⁶Pb/²³⁸U age obtained on zircons by the U-Pb (SHRIMP) isotope method is 1868 ± 6 Ma and 1866 ± 4 Ma, which is interpreted as the peak metamorphism time. The age of 1.94-1.91 Ga obtained on cores of rounded and irregular zircon grains is regarded as a minimum estimate of the formation time of the granulite protoliths.

The formation of the Kaltygei granulites with the IBC evolutionary trend can be due to heating as a result of magmatic underplating along the continental margin and subsequent cooling to normal temperature during the post-collisional extension. The metamorphic age (~1.87 Ga) of the granulites is close to the age of completion of the main collision and post-collisional events that occurred in the Paleoproterozoic stage along the periphery of the Siberian Craton.

Введение. При исследовании гранулитовых комплексов различных регионов мира ортопироксен-силлиманит-кварцевые породы всегда привлекают к себе особое внимание, так как они формируются при ультравысокотемпературных (UHT) условиях (T > 900°C) на глубине > 25 км. Индикаторами UHT метаморфизма служат также сапфирин + кварц, осумилит, шпинель + кварц, мезопертитовый полевой шпат, алюмо-ортопироксен, и высокие содержания Zr в рутиле (Harley, 1998, 2008; Kelsey, 2008; Kelsey & Hand, 2015).

Ортопироксен-силлиманит-кварцевые ассоциации были обнаружены нами в гранулитах мыса Калтыгей на западном берегу оз. Байкал. Несмотря на то, что гранулиты Калтыгея известны уже давно, а цирконы из них уже неоднократно продатированы U-Pb изотопным методом (Бибикова и др., 1987, 1990; Летников и др., 1995; Poller et al., 2005; Donskaya et al., 2017), детальных исследований минеральных парагенезисов этих пород, определения P-T условий метаморфизма до сих пор не проводилось. В этой работе мы попытались восполнить этот пробел, а также путем построения псевдосекций реконструировать P-T путь для UHT гранулитов Калтыгея, представляющих собой породы кристаллического фундамента Сибирского кратона.

Геологическая позиция. Гранулиты мыса Калтыгей слагают изолированный тектонический блок (рис. 1) на западном берегу оз. Байкал (между пос. Онгурен и р. Зундук), ограниченный с северо-запада бластомилонитами коллизионного шва, отделяющими метаморфические породы Приольхонья от палеопротерозойских образований сарминской серии Сибирской платформы, которые в виде узкой полосы протягиваются вдоль северо-западного побережья Байкала. К югу от гранулитов Калтыгея обнажаются неопротерозойские (807 ± 9 млн лет) гнейсы и гранито-гнейсы зоны Зундук (Donskaya et al., 2017).

Состав пород. По химическому составу гранулиты Калтыгея можно разделить на две группы: А и Б (табл. 1). В группу А входят гранулиты с высокими содержаниями кремнезема и более низкими глинозема и железа (> 70 мас.% SiO₂, 10–14.4 мас.% Al₂O₃, 4–10 мас.% FeO) по сравнению с гранулитами группы Б (50-59 мас.% SiO₂, 16,6–20,6 мас.% Al₂O₃, 12–16 мас.% FeO). Ортопироксен-силлиманит-кварцевые ассоциации, являющиеся признаком UHT метаморфизма, были обнаружены в той части гранулитов группы А, которая характеризуется самой высокой магнезиальностью (Mg# = 0.48-0.57).

Гранулиты представлены разнообразными кордиерит-биотит-силлиманитовыми, гранат-гиперстен-силлиманит-кордиеритовыми, гиперстен-кордиерит-силлиманитовыми, гранат-кордиерит-биотит-силлиманитовыми гнейсами. При этом в гранулитах группы А были установлены Орх-Sil-Qtz (рис. 2a) парагенезисы (Grt+Opx+Crd+Fsp+Sil+Qtz; Opx+Crd+Pl+Sil+Qtz), которые свидетельствуют об ультравысокотемпературном метаморфизме гранулитов Калтыгея (Волкова и др., 2015). Другими признаками UHT метаморфизма этих пород являются присутствие мезопертитового K-Na полевого шпата (рис. 2б) и высокие содержания Al₂O₂ в ортопироксене (до 7-8 мас. %). Гранулиты группы Б обычно не содержат Opx-Sil-Qtz парагенезисы и представлены следующими ассоциациями: Grt+Crd+Bt+Pl+Kfs+Sil+Qtz(+Sp), Crd+Kfs+Bt+Sil+Qtz. Следует отметить, что зеленая шпинель встречается только в виде включений в гранате (рис. 2в). Практически во всех образцах гранулитов встречаются крупные кристаллы циркона. Другие акцессорные минералы представлены гематитом, ильменитом, турмалином, апатитом, монацитом.

Химия минералов. Во всех типах гранулитов Калтыгея гранаты представлены пироп-альмандиновыми твердыми растворами, содержащими небольшие количества спессартинового и гроссулярового компонентов. При этом гранаты из гранулитов группы А (Alm₅₈₋₆₅Py₃₃₋₃₈Grs₁₋₃Sps₀₋₁) более магнезиальные ($X_{Mg} = 0.33-0.41$) по сравнению с гранатами из гранулитов группы Б (Alm₆₅₋₇₁Py₂₅₋₃₀Grs₂₋₃Sps₁₋₂; $X_{Mg} = 0.25-0.32$). Зональность в гранатах практически отсутствует. Содержание Al₂O₃ в ортопироксене гранулитов группы А варьирует от 8.0 до 4.5 мас. %, при этом максимальные значения отмечаются в ортопироксены из безгранатовых ассоциаций, и уменьшается от центра к краю зерен минерала. Следует отметить, что ортопироксены из безгранатовых ассоциаций содержат и гораздо больше MnO (1.7–2.2 мас. %) против 0.01-0.12 мас. %). Магнезиальность ортопироксенов составляет $X_{Mg} = 0.57-0.66$, но в пределах шлифа варьиру-

ет в пределах 1-2 %. Ортопироксен в единственном образце пироксенсодержащего гранулита группы Б характеризуется низкими содержаниями Al₂O₃ (1.6-2.8 мас. %), но близкой магнезиальностью ($X_{Mg} = 0.64-0.66$). Кордиерит (рис. 2г), как и силлиманит, встречается во всех образцах и является самой магнезиальной фазой (X_{мg} = 0.79–0.89). Не отмечается существенных различий составов минерала между различными типами пород. Общая сумма оксидов в анализах минерала составляет от 98.5 до 99.8 мас. %, что свидетельствует о небольших варьирующих содержаниях СО, в структуре кордиерита. Биотиты из разных групп гранулитов резко различаются по составу. Гранулиты группы А содержат агрегаты мелкочешуйчатого высокомагнезиального низкотитанистого биотита (TiO₂ = 3.6-0.9 мас. %, X_{Mg} = 0.74-0.86), замещающего кордиерит в условиях амфиболитовой фации. В то же время более железистые (X_{мg} = 0.62–0.66) биотиты группы Б характеризуются высокими содержаниями TiO₂ = 4.1-5.1 вес. %. В целом биотиты гранулитов Калтыгея демонстрируют отрицательную корреляцию между магнезиальным номером и содержанием титана. В гранулитах группы А встречается главным образом мезопертитовый полевой шпат (рис. 2б), демонстрирующий структуры распада где ламели (Na+Ca) полевого шпата (An $_{1-18}Ab_{72-89}Or_{1-26}$) находятся в калиевом полевом шпате (An₀₋₁Ab₈₋₂₄Or₇₅₋₉₂). В гранулитах группы Б наряду с K-Na полевым шпатом (An₀₋₁Ab₈₋₁₃Or₈₆₋₉₂) встречается и плагиоклаз: олигоклаз (An₂₅₋₃₀) в ассоциации с гранатом (Grt +Crd + Bt + Pl + Kfs + Sil + Qtz \pm Sp) и андезин (An₄₀₋₄₇) – в безгранатовой ассоциации (Opx + Crd + Bt + Pl + Kfs + Sil + Qtz). Зеленая шпинель встречается только внутри кристаллов граната в гранулитах типа Б и представляет собой твердый раствор герцинит (50-65 %) - шпинель (22-38 %) – ганит (9-16 %) с низкими содержаниями Cr₂O₃ (0.15-1.20 вес. %). Содержание ZnO в шпинели составляет 4.7-8.0 вес.%, X_{м⁹} = 0.26-0.43. Следует отметить, что зерна шпинели практически не зональные, но существенно отличаются друг от друга по составу даже в пределах одного шлифа, и даже одного и того же минерала-хозяина.

Р-Т условия метаморфизма и псевдосекции. Оценки Р-Т условий метаморфизма, полученные с использованием Grt-Opx термометра (Aranovich, Berman, 1997), Ti-in-Grt и Ti-in-Opx термометров (Kawasaki, Motoyoshi, 2007), Grt-Crd-Sil-Qtz барометра (Wells, 1979), программ TWQ (Berman, Aranovich, 1996), THERMOCALC (Holland, Powell, 1998), свидетельствуют о высоких температурах образования этих гранулитов (830-940°C) и умеренных давлениях 7.5-8.5 кбар.

Главные проблемы в определении пика Р-Т условий для пород гранулитовой фации связаны с тем, что высокие скорости внутризерновой и межзерновой диффузии для большинства катионов приводят к установлению новых равновесий на начальных стадиях остывания. Следствием этого является то, что геотермометры и геобарометры, используемые для гранулитов, обычно дают заниженные оценки Р-Т условий, которые достигаются на регрессивном этапе метаморфизма, а гомогенизация минеральных зерен уничтожает зональность. Таким образом, информация о пике метаморфизма практически не сохраняется в составе Fe-Mg минералов, пока между ними осуществляются обменные реакции. Более мощным альтернативным подходом к определению экстремальных условий пика UHT метаморфизма является метод псевдосекций, основанный на минимизации энергии Гиббса, который представляет собой графическое средство, позволяющее на основе химического состава породы получить информацию о минеральных ассоциациях при определенных Р-Т условиях.



Рис. 1. Упрощенная геологическая схема северной части западного Прибайкалья. 1 – раннепалеозойские бластомилониты коллизионного шва; 2 – раннепалеозойские метаморфические породы амфиболитовой фации зоны Анга-Сахюрты; 3 – гранулиты Чернорудской зоны; 4 – неопротерозойские гнейсы и гранито-гнейсы зоны Зундук; 5 – палеопротерозойские гранулиты Калтыгея.



Рис. 2. Фотографии шлифов UHT гранулитов мыса Калтыгей, западное Прибайкалье: а – критическая Opx-Sil-Qtz ассоциация: структурные взаимоотношения Opx и Sil свидетельствуют об их одновременной кристаллизации, б – мезопертитовый полевой шпат, в – герцинит-магнетитовые включения в порфиробласте граната, г – полисинтетические двойники кордиерита.

Р-Т псевдосекции для UHT гранулитов Калтыгея рассчитывались в системе MnO-Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₂-SiO₂-H₂O-TiO₂ (MnNCKFMASHT) в интервале давлений 6-10 кбар и температур 750-1050°С с использованием программного комплекса PERPLE_X (Connoly, 2005) и взаимосогласованной термодинамической базы данных (Holland and Powell, 1998). Рассчитанные псевдосекции (рис. 3) показывают, что гранат устойчив при P > 6-8 кбар, биотит исчезает полностью при температуре > 800°C, а ортопироксен + силлиманит + кварц стабильны только при высоких T > 800°C и P > 8.5 кбар. Нанесение на псевдосекции минеральных изоплет позволило оценить Р-Т условия пика метаморфизма и реконструировать ретроградный участок Р-Т трендов для гранулитов Калтыгея. В качестве изоплет использовались содержание Al в ортопироксене, уменьшающееся от 0.29 до 0.19 ф.е., и Х_{са} в гранате, варьирующее от 0.009 до 0.013. Оценки пика Р-Т условий метаморфизма гранулитов Калтыгея оцениваются в 950°С и 9.2 кбар, а ретроградный участок пути можно определить как субизобарическое остывание (IBC).

Возраст метаморфизма. Для определения возраста UHT метаморфизма нами было проведено U-Pb (SHRIMP) изотопное датирование цирконов из гранулитов Калтыгея. Всего было проанализировано 30 точек в 19 зернах из двух образцов: - обр. 14-48 (гранулит группы A с Opx+Sil+Qtz парагенезисом) и обр. 14-55 (гранулит группы Б).

В обр. 14-48 можно выделить два типа цирконов. Первый тип – это округлые или неправильной формы зерна циркона, имеющие светлую оболочку вокруг темного резорбированного ядра с или без осцилляторной зональностью. Эти светлые каемки интерпретируются как метаморфические нарастания. Цирконы второго типа - эвгедральные призматические (коэффициент удлинения 2.0 и выше) зерна с концентрической (осцилляторной) зональностью в центральных участках, согласующейся с их происхождением в результате частичного плавления метаосадков. Округлые зерна цирконов содержат единичные ядра циркона с возрастом 2.05, 1.97, 1.98 млрд лет и доминирующие - ~1.94-1.91 млрд лет. Возраст 1.94-1.91 млрд лет принят в качестве минимальной оценки времени образования протолитов этих пород. «Древние» ядра циркона (2.05-1.97 млрд лет) скорее являются ксеногенными. В то же время эвгедральные цирконы, образовавшиеся, вероятно, при плавлении осадков в условиях UHT метаморфизма, и краевая часть одного округлого зерна дают средний конкордатный возраст 1866 ± 4 млн лет (рис. 4). По-видимому, этот возраст и может рассматриваться как время UHT метаморфизма.

В обр. 14-55 цирконы представлены главным образом округлыми или изометричными мелкими многранными кристаллами с алмазным блеском и высокой прозрачностью. Они бесцветны или слабоокрашены в желтовато-розовые тона. Реже встречаются короткопризматические кристаллы с коэффициентом удлинения 1,5. В КЛ изображении в центральных участках округлых и короткопризматических кристаллов иногда наблюдаются темные ядра с зональностью или без. Кроме того, в обр. 14-55 было проанализировано одно зерно циркона неправильной «оскольчатой» формы, которое, по-видимому, является ксеногенным и имеет возраст ядра 2.42 млрд лет. Ядро еще одного циркона показало возраст 1939 млн лет, совпадающее с предполагаемым возрастом протолита обр. 14-48. Большинство возрастов, полученных для обр. 14-55, конкордантны и имеют средневзвешенное значение возраста 1868 ± 6 млн лет с 95% доверительной вероятностью (13 точек, рис. 4).

Обсуждение результатов. Проведенные исследования гранулитов мыса Калтыгей в западном Прибайкалье показали, что они формировались в условиях ультравысокотемпературного (UHT) метаморфизма, о чем свидетельствуют индикаторные Opx+Sil+Qtz ассоциации, высокие содержания Al в ортопироксене и мезопертитовый полевой шпат, а также оценки P-T параметров образования этих пород.

Следует отметить, что наши оценки возраста метаморфизма (1868 ± 6, 1866 ± 4 млн лет) близко совпадают с изотопно-геохронологическими данными (Бибикова и др., 1987, 1990; Летников и др., 1995), полученными ранее классическим U-Pb методом: 1.88-1.89 млрд лет, а также более поздними U-Pb (SHRIMP) датами – 1876 ± 6 млн лет (Poller et al., 2005), 1873 ± 6 млн лет (ядра) – 1829 ± 22 млн лет (края) (Donskaya et al., 2017).

Однако, в отличие от предыдущих исследований, нами был также получен возраст 1.94-1.91 млрд лет по ядрам округлых зерен цирконов, который можно рассматривать как возраст протолита гранулитов Калтыгея. Следует отметить, что аналогичный возраст (1.94-1.92 млрд лет) был определен для времени образования протолитов мафических гранулитов Ангаро-Канского блока Енисейского кряжа (Туркина, Сухоруков, 2015). В этой же работе для двупироксеновых гранулитов определен также возраст высокотемпературного метаморфизма (~1.85 млрд лет), совпадающий с образованием коллизионных гранитоидов (1.84 млрд лет) данного региона, а также со временем гранулитового метаморфизма пород Калтыгея. В то же время в гранат-двупироксеновых гранулитах Ангаро-Канского блока фиксируется и второй этап ультравысокотемпературного метаморфизма (~1.77 млрд лет), который отсутствует в термохронологии гранулитов Калтыгея.

Спорными остаются также вопросы, связанные с тектонической позицией этих пород. В течение длительного времени считалось, что гранулиты Калтыгея, впрочем, как и всё Приольхонье, представляют собой выступы фундамента Сибирской платформы. Но в последней работе Т.В. Донской с соавторами (Donskaya et al., 2017) гранулиты Калтыгея рассматриваются уже как экзотическая палеопротерозойская тектоническая пластина, включенная в коллизионный террейн Приольхонья, который был образован в результате ордовикской коллизии путем амальгамации фрагментов островных дуг, задуговых бассейнов, океанических островов и других тектонических элементов. Но в этом случае отпечаток ордовикской коллизии должен фиксироваться на краевых участках цирконов из гранулитов Калтыгея, а таких фактов пока не отмечалось.

Опубликованные данные о палеопротерозойском магматизме вдоль южной окраины Сибирского кратона (Донская и др., 2005; Гладкочуб и др., 2012; Мехоношин и др., 2016) показывают, что многочисленные базит-ультрабазитовые комплексы, базитовые и гранитные дайки, граниты А- и I-типов имеют близкий U-Pb возраст формирования, что говорит о синхронности регионального метаморфизма с магматическими импульсами, геодинамическая природа которых, вероятнее всего, была связана с плюм-тектоникой (Ernst et al., 2016).

Выводы. 1. Ультравысокотемпературные (UHT) гранулиты дают важные сведения об эволюции коры и тектонической истории Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Палеопротерозойские гранулиты мыса Калтыгей на западном берегу оз Байкал содержат диагностическую для UHT метаморфизма ассоциацию высокоглиноземистого ортопироксена (Al₂O₃ до 7-8 вес.%), силлиманита и кварца.

Таблица 1.

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ba	Sr	Zr	п.п.п	сумма	Mg#
					Груп	па А-1 ($SiO_2 > 68$	в мас. %,	$Al_2O_3 <$	15 мас. 9	%, Mg# <	< 0.30)				
14-43	70.40	0.55	14.41	3.92	0.04	1.00	2.67	3.61	2.88	0.10	0.08	0.03	0.02	0.31	100.03	0.221
14-52	72.98	1.17	9.63	9.00	0.08	1.92	2.01	1.31	1.45	0.04	0.03	0.01	0.02	0.55	100.21	0.192
15-1	71.88	0.60	12.43	3.50	0.03	0.73	1.29	2.27	5.11	0.12	0.25	-	-	1.23	99.47	0.189
15-3	72.73	0.30	11.75	7.95	0.08	2.69	0.38	0.86	3.12	0.04	0.13	-	-	0.36	100.42	0.273
15-4	71.09	0.52	12.52	4.28	0.04	0.72	1.48	2.41	4.91	0.10	0.17	-	-	0.88	99.16	0.158
14-56	70.06	1.12	11.91	8.05	0.13	2.11	2.68	1.79	1.48	0.06	0.03	0.01	0.03	0.56	100.02	0.226
Em15-01	69.26	0.86	13.40	8.09	0.08	1.75	2.47	1.56	1.32	0.07	0.03	-	-	1.07	100.07	0.194
Em15-02	68.29	1.31	10.88	11.42	0.13	2.67	2.11	1.28	0.93	0.06	0.03	-	-	0.78	100.01	0.206
Em15-10	68.01	1.20	12.35	10.37	0.09	2.62	1.93	1.46	1.62	0.07	0.04	-	-	0.51	100.36	0.219
Xl-2	74.18	0.30	12.00	4.58	0.05	0.46	1.10	1.60	5.30	0.07	0.05	-	-	0.49	100.23	0.100
	Группа А-2 (SiO ₂ > 70 мас. %, Al ₂ O ₃ < 12 мас. %, Mg# > 0.45)															
14-47	76.27	0.28	10.89	4.49	0.02	5.47	0.15	0.20	1.37	0.04	0.04	0.00	0.04	1.00	100.07	0.575
14-48	79.91	0.15	10.63	2.88	0.02	3.47	0.11	0.20	1.67	0.01	0.04	0.01	0.02	1.00	100.02	0.572
14-49	77.40	0.22	11.28	2.17	0.01	2.23	0.79	1.46	3.72	0.02	0.08	0.02	0.04	0.58	100.04	0.534
14-50	77.07	0.24	11.10	3.31	0.01	2.83	0.19	0.74	3.63	0.01	0.08	0.01	0.04	0.77	100.05	0.487
15-5M	76.02	0.33	11.20	4.03	0.02	3.41	0.49	1.28	2.12	0.04	0.06	-	-	1.17	100.27	0.485
					Гру	ппа Б (S	$iO_2 < 60$	мас. %, А	$Al_2O_3 > 1$	6 мас. %	, Mg# <	0.30)				
14-53	55.35	1.27	18.86	14.43	0.13	3.22	2.05	1.55	2.41	0.06	0.06	0.01	0.02	0.71	100.15	0.199
14-54	52.37	1.50	19.57	16.95	0.19	4.04	1.66	1.22	1.81	0.05	0.06	0.01	0.02	0.94	100.4	0.209
14-55	54.91	1.21	18.96	14.35	0.13	3.38	1.79	2.65	2.49	0.06	0.06	0.01	0.02	0.22	100.26	0.207
14-55A	53.52	1.30	19.28	15.26	0.16	3.79	1.91	2.33	2.36	0.06	0.06	0.01	0.02	0.07	100.13	0.216
Em15-03	49.67	1.34	20.59	16.55	0.17	3.90	2.02	1.31	2.09	0.06	0.06	-	-	1.18	99.06	0.208
Em15-04	53.56	1.29	19.13	15.94	0.19	3.44	1.97	1.39	1.79	0.06	0.06	-	-	1.11	100.03	0.193
Em15-05	51.86	1.22	19.94	15.67	0.15	3.52	1.38	1.25	2.64	0.07	0.07	-	-	1.17	99.05	0.200
Em15-06	56.86	1.04	17.95	12.06	0.16	3.18	2.26	1.64	2.75	0.10	0.09	-	-	1.51	99.80	0.227
Em15-11	59.06	1.18	16.56	13.34	0.12	3.08	2.51	1.79	1.60	0.07	0.05	-	-	0.76	100.22	0.204
Xl-1	53.04	1.15	20.54	15.15	0.10	3.70	1.40	1.11	2.88	0.07	0.07	-	-	1.03	100.35	0.214

Химический состав гранулитов Калтыгея

 $Fe_2O_3^* = FeO + Fe_2O_3$. Mg# = MgO/(MgO+FeO_tot).

SiO2 TiO2 Al2O3 FeO MnO MgO CaO Na2O K2O H2O 76.27 0.28 10.89 4.40 0.02 5.47 0.15 0.20 1.37 1.00



Рис. 3. Р-Т псевдосекция, рассчитанная для гранулита с мыса Калтыгей. Для определения пика и эволюции метаморфических условий использованы также изоплеты содержаний Al в ортопироксене и $X_{Ca} = Ca/(Ca+Fe+Mg+Mn)$ в гранате Стрелкой показан тренд изменения P-T условий.

Моделирование фазовых равновесий с использованием псевдосекций и минеральных изоплет указывают на субизобарический Р–Т путь остывания при эксгумации гранулитов Калтыгея. Оценки пиковых значений Р–Т условий метаморфизма – 950°С и ~9 кбар, свидетельствующие об UHT метаморфизме, были получены на основе анализа псевдосекций, построенных в системе NCKFMASHTO.

2. Средневзвешенный ²⁰⁶Pb/²³⁸U возраст, полученный по цирконам U-Pb изотопным методом (SHRIMP), составляет 1868 ± 6 млн лет и 1866 ± 4 млн лет, который интерпретируется как время пика метаморфизма. Таким образом, формирование гранулитов Калтыгея с IBC-трендом эволюции может быть обусловлено разогревом при поступлении мантийных базитовых магм (magmatic underplating) вдоль

континентальной окраины и последующим остыванием до достижения нормальной коровой температуры в период постколлизионного растяжения. Отметим, что возраст метаморфизма (1.88-1.87 млрд лет) гранулитов Калтыгея близок к возрасту завершения основных коллизионных и постколлизионных событий, произошедших в палеопротерозойский этап по периферии Сибирского кратона.

Работа выполнена при финансовой поддержке СО РАН (интеграционный проект ИП-77) и Министерства образования и науки Российской Федерации в рамках программы приоритетного развития Томского и Новосибирского государственных университетов (проект ВИУ, СИ 4, мероприятие 4.1.2, 8.1 и № 5.1688.2017/ПЧ).



Рис. 4. Диаграммы с конкордией для цирконов из гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритового (обр. 14-48: $Grt_{62-63} + Opx_{41-43} + Crd_{19-22} + Bi_{14-21} + Kfs + Sil + Qtz$) и гранат-кордиерит-биотитового (обр. 14-55: $Grt_{68-71} + Crd_{19-22} + Bi_{35-38} + Pl_{26-29} + Kfs + Sil + Qtz$ (+Sp)) гранулитов Калтыгея.

Список литературы

- Бибикова Е.В., Кориковский С.П., Кирнозова Т.И., Сумин Л.В., Аракелянц М.М., Федоровский В.С., Петрова З.И. Определения возраста пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса изотопно-геохронологическими методами // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза: Сб. ст. / АН СССР. Ин-т геохимии и аналит. химии им.В.И. Вернадского, комис. по изотоп. геохронологии, 1987. С. 154-164.
- Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В., Богдановский О.Г., Кирнозова Т.И., Ляликов А.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С., Петрова З.И., Левицкий В.И. U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170-183.
- Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Михеев Е.И., Хлестов В.В., Владимиров А.Г., Травин А.В. UHT метаморфизм гранулитов мыса Калтыгей, Западное Прибайкалье // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы науч. совещ. Вып. 13. Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2015. С. 37-39.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Писаревский С.А., Вингейт М., Седерлунд У. Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: Обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // Геотектоника. 2012. № 4. С. 28-41.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 253–279.
- Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б. Изотопное датирование эндогенных процессов в Приольхонье// Доклады Академии наук. 1995. Т. 344(1). С. 96-100.
- Мехоношин А.С., Эрнст Р., Сёдерлунд У., Гамильтон М., Колотилина Т.Б., Изох А.Э., Поляков Г.В., Толстых Н.Д. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 1043-1057.
- Туркина О.М., Сухоруков В.П. Возрастные рубежи и условия метаморфизма маических гранулитов в раннедокембрийском комплексе Ангаро-Канского блока // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 11. С. 1961-1986.
- Aranovich L.Y., Berman R.G. A new garnet-orthopyroxene thermometer based on reversed Al₂O₃ solubility in FeO– Al₂O₃–SiO₂ orthopyroxene // Amer. Mineral. 1997. V. 82. P. 345–353.
- 10. Berman R.G., Aranovich L.Y. Optimized standard state and

solution properties of minerals // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. № 1–2. P. 1–24.

- 11. Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth and Planetary Science Letters. 2005. V. 236. P. 524-541.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J. Pre-collisional (>0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. V. 42. P. 243–263.
- Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature geosciences. 2016. V. 9. P. 1-33.
- Harley S.L. On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism / In: Treloar P.J., O'Brien P.J. (Eds.), What Drives Metamorphism and Metamorphic Relations?. Spec. Publ. Geol. Soc., London, 1998. P. 81-107.
- Harley S.L. Refining the P-T records of UHT crustal metamorphism // Journal of Metamorphic Geology. 2008. V. 26. P. 125-154.
- Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // Journal of Metamorphic Geology. 1998. V. 16. P. 309-343.
- Kawasaki T., Motoyoshi Y. Solubility of TiO₂ in garnet and orthopyroxene: Ti thermometer for ultrahigh-temperature granulites // Online Proceedings of 10th ISAES, U.S. Geological Survey and The National Academies; Open-File Report 2007- 1047, Short Research Paper 038, 4 p.; doi:10.3133/of2007- 1047.srp038.
- Kelsey D.E. On ultrahigh-temperature crustal metamorphism // Gondwana Research. 2008. V. 13. P. 1-29.
- Kelsey D.E., Hand M. On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings // Geoscience Frontiers. 2015. V. 6(3). P. 311-356.
- Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Palaeoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // Precambrian Research. 2005. V. 136. P. 353-368.
- Wells P.R.A. Chemical and thermal evolution of Archaean sialic crust, southern West Greenland // Journal of Petrology. 1979. V. 20. P. 187–226.

ВУЛКАНИЗМ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ В НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Волынец А.О.¹, Певзнер М.М.², Толстых М.Л.³, Бабанский А.Д.⁴

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, e-mail: a.volynets@gmail.com ² Геологический институт РАН, Москва ³ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

⁴ ИГЕМ РАН, Москва

NEOGENE-QUATERNARY VOLCANISM OF THE SOUTHERN PART OF SREDINNY RANGE, KAMCHATKA

Anna Volynets ¹, Maria Pevzner ², Maria Tolstykh ³, Andrey Babansky ⁴

¹Institute of volcanology and seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia ²Geological Institute RAS, Moscow, Russia ³Vernadsky Geochemical Institute RAS, Moscow, Russia ⁴IGEM RAS, Moscow, Russia

Sredinny Range of Kamchatka (SR), the largest volcano-tectonic structure of the peninsula, is composed by the old (Cretaceous-Paleogene) metamorphic massif and the volcanic belt, built in Neogene-Quaternary times. According to its structure and geomorphology, the SR volcanic belt can be divided to the northern and southern parts. SR_N (northern part of SR) is a narrow range stretching from Alney volcanic massif to the NE (to Tobeltsen cone or even further); it is composed by Miocene-Quaternary volcanic rocks. Neogene plateau-effusives of the SR_N are characterized by strong depletion of all HFSE and high Ba/Nb (and other fluid-mobile/immobile element ratios), which is typical for the arc front rocks. Quaternary rocks in SR_N have increased K, HFSE contents and low Ba/Nb ratios (Volynets et al., 2010). Due to the combination of island-arc and intraplate geochemical signatures in these rocks, we call rocks of this type hybrid.

Completely different picture we observe in the southern part of SR (SR³). It has more complicated structure with two principal elements: (1) "eastern" flank, or main watershed (Bystrinsky and Kozyrevsky Ridges), which is the southern continuation of SR³, and (2) "western" flank, that has NNE strike; it begins around Sredinny metamorphic massif and continues to the N and NE. "Western" flank is marked by the large stratovolcanoes: Khangar, Ichinsky, Kekuknaysky, Bolshaya Ketepana, composed by Pliocene-Quaternary rocks; they have long history of eruptive activity (Churikova et al., 2001; Koloskov et al., 2011; Pevzner et al., 2017; Volynets et al., 1991). Volcanic rocks of these centers (including basement rocks) have hybrid-type characteristics, similar to the Quaternary volcanic rocks of SR^N (Volynets et al., 2010): increased Ti, Zr, Nb, Ta content, low Ba/Nb, U/Nb, K/Ta, etc. Plateau effusives of Urtinaya mt. (the southernmost part of SR³) erupted 6 Ma ago, and volcanic rocks of the initial stage of activity of Khangar volcano (7 Ma) (Pevzner et al., 2017) also have hybrid-type signature. Practically all volcanic rocks, erupted within the "eastern" flank of SR⁵ (main watershed: Bystrinsky and Kozyrevsky ridges, Anaun monogenetic lava field) have low Ti and HFSE contents. Typical island-arc rocks were erupted 8-6 Ma ago in Kostina mt. area (plateau basalts). Their geochemistry is identical to the N₁₋₂ plateau of the SR⁵, we observe similar characteristics in volcanic rocks in the basement of Akhtang volcano area (al well presumably of Late Neogene age). Younger rocks of the "eastern" flank have slightly increased HFSE contents, similar to the rocks from Ichinsky volcano (Churikova et al., 2001). Uksichan volcanic massif (situated between the eastern and western flanks) is characterized by increased alkalis' content, but its geochemical characteristics are closer to the "eastern" flank rocks.

Shapiro and Lander (2003) and Legler (1977) supposed that in Neogene SR was a frontal part of the subduction zone, which was closed due to the successive accretion of the eastern peninsulas (Shipunsky ~ 7 Ma, Kronotsky ~ 5 Ma and Kamchatsky ~ 2 Ma). Our observations (i.e. existence of the typical island-arc rocks along the main watershed of SR in Miocene-Pliocene) strongly support this hypothesis. Isotopic ages received for the plateau effusives exposed along the SR from Kostina mt. to Ozernaya river latitude confirm gradual termination of Miocene subduction from 8-6 Ma in the southern part of SR to 3 Ma in the northern part (Pevzner et al., 2009; Volynets et al., 2010). Absence of the typical island-arc rocks in the "western" part of SR might be caused by the different geodynamic conditions (higher depths of magma generation, different composition of the mantle source) and later time of formation of this zone compared to the plateau effusives of the SR main watershed.

Financial support by RFBR grant #17-05-00112.

Срединный хребет Камчатки (СХ) – крупнейшая вулкано-тектоническая структура п-ва Камчатка – состоит из древнего (мел-палеоген) метаморфического массива и вулканического пояса, сформировавшегося в неоген-четвертичное (N-Q) время. В строении вулканической зоны СХ геоморфологически можно выделить две части: северную (СЧ) и южную (ЮЧ) (рис. 1). Северная часть СХ представляет собой узкий хребет СВ простирания. Южная часть имеет значительно более сложную структуру. В ее пределах можно выделить два элемента: (1) «восточную» ветвь СВ простирания (главный водораздел, представленный Козыревским и Быстринским хребтами), которая является структурным продолжением СЧ хребта; и (2) «западную» ветвь, ССВ простирания, которая веерообразно расходятся от Срединного метаморфического массива к В-СВ и трассируется крупными вулканическими массивами – Хангар, Ичинский, Кекукнайский, Кетепана. Между «восточной» и «западной» ветвями расположены вулканические массивы Уксичан и Большой Чекчебонай, которые, возможно, маркируют промежуточную «центральную» ветвь ЮЧ СХ.

Ранее нами был изучен участок СЧ хребта от вулкана Алней-Чашаконджа до конуса Тобельцен. Установлено, что

в СЧ хребта для пород миоцен-плиоценового возраста, представленных платоэффузивами (далее плато), характерно типично-островодужное распределение микроэлементов: низкие концентрации HFSE и высокие отношения Ba/Nb, K/Ta, U/Nb, Th/Ta. Породы четвертичного возраста севера СХ на всех дискриминационных диаграммах образуют отдельные поля, лишь отчасти пересекающиеся с полями N плато; для них характерны повышенные содержания калия, HFSE и невысокие отношения Ba/Nb, K/Ta, U/Nb, Th/Ta (Volynets et al., 2010). Эти породы мы называем породами гибридного типа из-за сочетания в них геохимических признаков островодужного и внутриплитного происхождения.

Южная часть СХ до недавнего времени оставалась сравнительно малоизученной. В результате многолетних исследований нам удалось собрать представительную коллекцию вулканических пород ЮЧ СХ (рис. 1).



Крупные вулканические массивы, расположенные в «западной» ветви – Хангар, Ичинский, Кекукнайский – характеризуются продолжительной историей эруптивной активности (Волынец и др., 1991; Колосков и др., 2011, 2013; Певзнер и др., 2017; Churikova et al., 2001). Для пород вулканов Ичинский и Хангар характерны протяженные тренды фракционирования, вулканиты Кекукнайского и Ичинского принадлежат к высоко-калиевой серии, а Хангара – к умеренно-калиевой. Среди пород «восточной» ветви преобладают умеренно-калиевые базальты и андезибазальты; более кислые разности характерны главным образом для вулканитов неогенового возраста (рис. 2).

В геохимических характеристиках¹ пород «восточной» и «западной» ветвей ЮЧ хребта наблюдаются существенные

Рис.1. Карта-схема Срединного хребта Камчатки с местоположением объектов изучения. Цифрами обозначены: 1) конус Тобельцен; 2) вулк. Спокойный; 3) конус Ныльгимелкин; 4) вулк. Теклетунуп; 5) Плато р. Правая и Левая Озерная, Озерновское поле моногенного вулканизма; 6) вулк. Титила и Седанкинское поле моногенного вулканизма; 7) вулк. Горного института; 8) вулк. Большой Чекчебонай; 9) вулк. Б. Кетепана; 10) плато Двухюрточное; 11) массив Алней-Чашаконджа; 12) вулк. Кекукнайский и поле моногенного вулканизма; 13) Быстринский хребет; 14) хребет Крюки; 15) вулк. Анаун; 16) вулк. Уксичан; 17) вулк. Ичинский и поле моногенного вулканизма; 18) плато и моногенные конуса в р-не г. Козыревка; 19) вулк. Ахтанг и поле моногенного вулканизма; 20) р. Ага и г. Костина; 21) вулк. Хангар; 22) г. Юртиная. Черными символами обозначены объекты исследования настоящего проекта, расположенные в южной части СХ, белыми – вулканические аппараты северной части CX (Volynets et al., 2010). Пунктиром показано условное деление Срединного хребта на две ветви: «главную» СВ простирания и «западную» ССВ простирания.

различия. Вулканические породы «западной» ветви, включая подстилающие породы основания вулканов, имеют характеристики, типичные для Q гибридных пород C4 CX (Volynets et al., 2010): повышенные концентрации Ti, Zr, Nb, Ta, низкое отношение Ba/Nb, Th/Ta, K/Ta, U/Nb (рис. 3, A-B). В отличие от севера хребта, где по геохимическим признакам можно четко выделить две возрастные группы пород (островодужные в миоцен-плиоцене и гибридные в четвертичное время), в пределах «западной» ветви геохимические отличия «молодых» и «древних» образований наблюдаются только в Кекукнайском районе (Колосков и др., 2011), но даже здесь все проанализированные центры имеют гибридные признаки, с возрастанием количества обогащенного компонента OIB-типа в более молодых породах.



Рис. 2. Классификационная диаграмма K₂O-SiO₂ для пород Срединного хребта Камчатки. Дискриминационные линии на диаграмме по (Rollison, 1993). Поля: I – низко-К породы; II – умеренно-К породы; III – высоко-К породы. Слева – породы «западной» ветви и вулкан Уксичан, справа – «восточной». Условные обозначения: 1 – 3 - породы неогенового возраста (1 – «западной» ветви и Уксичана, 2 – «восточной» ветви, 3 – массива Кекукнайский (раннечетвертичного возраста)); 4 – 6 – породы средне-позднечетвертичного возраста (4 – «западной» ветви и Уксичана, 5 – «восточной» ветви, 6 – массива Кекукнайский); 7 – 8 – на верхней паре диаграмм – породы средне-позднечетвертичного возраста, на нижней – неогенового возраста); 9 – породы северной части СХ (на верхней паре диаграмм – неогенового возраста, на нижней – средне-позднечетвертичного возраста); 10 – породы вулканического массива Алней-Чашаконджа. Данные о составе пород массива Кекукнайский по (Колосков и др., 2011), северной части СХ – по (Volynets et al., 2010), массива Уксичан – собственные данные авторов и по (Давыдова, 2014).

Самые южные эффузивы ЮЧ хребта на г. Юртиной и в кальдере Хангар, образованные 7-6 млн л.н. (Певзнер и др., 2017), также характеризуются гибридными геохимическими признаками. При этом вулканические породы, извергнутые в пределах восточного фланга ЮЧ СХ (Быстринский и Козыревский хребты, Анаунский вулканический район) демонстрируют совсем иную картину. Все изученные породы «восточной» ветви имеют схожие геохимические характеристики с невысокими концентрациями Ті и HFSE. Типично-островодужные породы описаны нами в районе г. Костина (неогеновые платоэффузивы) и в основании вулканического массива Ахтанг (также предположительно поздненеогенового возраста) (рис. 3, Г-Д). По своим характеристикам они идентичны N₁₋₂ плато СЧ СХ. Более молодые породы восточного фланга имеют лишь слегка повышенные концентрации HFSE, аналогичные ряду пород Ичинского вулкана (Churikova et al., 2001) и массива Алней-Чашаконджа

(Volynets et al., 2010). Графики отношений микроэлементов ярко демонстрируют эти особенности (рис. 4). Если для севера хребта отношения Ba/Nb, Th/Ta, K/Ta, Ba/Th, Ce/Pb и др. достаточно резко отличались в неогеновых и четвертичных породах, то в пределах южной части хребта эти отличия мы видим не среди пород разного возраста, а, скорее, в породах «западной» и «восточной» ветвей. Для пород «западной» ветви характерны невысокие отношения LILE/HFSE при повышенных отношениях Ta/Yb, Nb/Yb, Ce/Pb, тогда как породы «восточной» ветви имеют противоположные характеристики. Вероятно, процессы магмогенерации в «западной» ветви СХ в значительной степени подвержены влиянию мантийного источника обогащенного типа, возможно, при участии метасоматизированного вещества литосферной мантии; влияние флюида здесь ощущается в меньшей степени, чем в породах восточного фланга, где явно прослеживается флюидный компонент источника.



Рис. 3. Диаграммы распределения несовместимых элементов, нормированных к N-MORB (Sun and McDonough, 1989), для пород «западной» (A-B) и «восточной» (Г-Д) ветвей СХ и вулкана Уксичан (Е). Полями показаны составы: 1 –миоцен-плиоценовых плато северной части СХ (Volynets et al., 2010); 2 – пород Ичинского вулкана IAB-типа по (Churikova et al., 2001) (согласно нашим представлениям, эти породы являются гибридными и содержат до 15 % вещества обогащенного мантийного источника); 3 – четвертичных пород гибридного типа северной части СХ (Volynets et al., 2010).

Таким образом, геохимические особенности N-Q пород ЮЧ СХ показывают, что для этой части хребта характерна сложная геологическая история, а в пределах разных структурных элементов хребта процессы магмогенерации обусловлены различными типами мантийного вещества. В северной части хребта (от широты плато Двухьюрточного до конуса Тобельцен на севере) в неогене проявлены типично-островодужные породы, а в четвертичное время – породы гибридного типа с высокой долей обогащения (до 55% мантии обогащенного типа в источнике (Volynets et al., 2010)). В южной части хребта, в пределах «восточной» ветви (от г. Костина на юге до вулкана Алней на севере) в неогене также извергались породы островодужного типа, а в плиоцен-четвертичное время – гибридные породы с невысокой долей обогащения (5-14 % мантии OIB-типа (Volynets et al., 2010)). «Западная» ветвь хребта, протягивающаяся от г. Юртиная через вулкан Хангар до Кекукнайского вулканического массива, по-видимому, характеризуется обогащенным типом мантии на всем протяжении развития этой структуры, начиная с позднего миоцена. Вулканический массив Уксичан плиоценового возраста (Давыдова, 2014) структурно занимает промежуточное положение между «восточной» и «западной» ветвями, но по характеру источника близок к породам восточного водораздела (рис. 3Е, 4). Согласно представлениям (Леглер, 1977; Шапиро, Ландер, 2003), в неогене СХ представлял собой фронт зоны субдукции, которая закрылась в результате последовательного причленения восточных полуостровов Камчатки (Шипунского ~7, Кроноцкого ~5 и Камчатского ~2 млн л.н.). Это представление согласуется с полученными нами данными об излиянии типично-островодужных пород вдоль всего главного водораздела. Изотопные даты, характеризующие возраст бронирующих лав плато от широты р. Аги до широты р. Озерной подтверждают последовательное закрытие миоценовой субдукции от 8-6 млн л.н. в ЮЧ до 3 млн л.н. в СЧ хребта (Певзнер и др., 2009; Volynets et al., 2010)

Отсутствие пород островодужного типа в «западной» ветви может быть связано с тем, что эта зона формировалась несколько позже и в иных геодинамических условиях (большие глубины генерации магм и иной состав мантийного субстрата), нежели платоэффузивы главного водораздела Срединного хребта Камчатки.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00112.



Рис. 4. Диаграммы отношений несовместимых микроэлементов для пород южной части СХ. Слева – породы «западной ветви», справа – породы «восточной» ветви (треугольники), вулкана Алней (ромбы) и массива Уксичан (кружки). Белые значки – породы неогенового возраста, черные – средне-позднечетвертичного. Серым цветом даны составы пород для сравнения (слева – «восточной» ветви, справа – «западной») и севера СХ (мелкие кружки; темно-серые – неогеновые породы, светло-серые – четвертичные). Данные о составе пород массива Кекукнайский по (Колосков и др., 2011), северной части СХ – по (Volynets et al., 2010), массива Уксичан – собственные данные авторов и по (Давыдова, 2014).

Список литературы

- Волынец О.Н., Патока М.Г., Мелекесцев И.В., Зубин М.И. Вулкан Ичинский // Действующие вулканы Камчатки. Т. 1. М.: Наука. 1991. – С. 282 – 294.
- Давыдова М.Ю. Происхождение и эволюция магм вулканического центра Уксичан (Срединный хребет Камчатки). Диссертация на соискание степени канд. геол-мин. наук., Владивосток, 2014. – 195 с.
- Колосков А.В., Флеров Г.Б., Перепелов А.Б., и др. Этапы эволюции и петрология Кекукнайского вулканического массива как отражение магматизма тыловой зоны Курило-Камчатской островодужной системы. Часть 1. Геологическое положение и геохимический состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 2011. №5. С. 17 41.
- Колосков А.В., Флеров Г.Б., Перепелов А.Б., и др. Этапы эволюции и петрология Кекукнайского вулканического массива как отражение магматизма тыловой зоны Курило-Камчатской островодужной системы. Часть 2. Петролого-минералогические особенности, модель петрогенезиса // Вулканология и сейсмология. 2013. – №2. – С. 63 – 89.
- Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории тектоники литосферных плит // Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М.: Ин-т Океанологии АН СССР. 1977 – С. 137 – 169.

- Певзнер М.М., Волынец А.О., Лебедев В.А., и др. Начало вулканической активности в пределах Срединного метаморфического массива (Срединный хребет, Камчатка) // Доклады АН. 2017 Т. 475. № 5. С. 546 550. DOI: 10.7868/S0869565217230153
- Певзнер М.М., Головин Д.И., Герцев Д.О., Кущева Ю.В., Чурикова Т.Г., Волынец А.О., Родин В.С., Ладыгин В.М. Новые результаты К-Аг датирования миоцен-плиоценовых вулканических пород Срединного хребта Камчатки // IV Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика», Петропавловск-Камчатский, 22 - 27 сентября 2009 г. С. 445 – 448.
- Шапиро М.Н., Ландер А.В. Формирование современной зоны субдукции на Камчатке // Очерки геофизических исследований: К 75-летию Объединенного института физики Земли им. О.Ю.Шмидта, 2003. М.: ОИФЗ РАН. С. 338 – 344.
- Churikova T., Dorendorf F., Wörner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from acrossarc geochemical variation // Journal of Petrology. – 2001 – Vol. 42, № 8. – P. 1567 – 1593.
- Volynets A., Churikova T., Wörner G., et. al. Mafic Late Miocene - Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // Contributions to mineralogy and petrology. – 2010 – № 159. – P. 659 – 687.

БАЗА ДАННЫХ ПО ГЕОХИМИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

Волынец А.О., Мельников Д.В.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, e-mail: a.volynets@gmail.com

GEOCHEMICAL DATABASE ON COMPOSITION OF VOLCANIC ROCKS OF SREDINNY RANGE OF KAMCHATKA

Volynets A., Melnikov D.

Institute of volcanology and seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, email: a.volynets@gmail.com

Sredinny Range of Kamchatka is a largest volcano-tectonic structure of the peninsula. It is situated more than 400 km away from the contemporary arc front. After many years of geological research in different areas of Sredinny Range, comprehensive collections of rocks were gathered. They characterize eruptive activity in more than 20 large volcanic centers. Detailed petrological, geochemical and mineralogical data were received (or in progress) for these collections, petrogenetic models were created. One of the substantial features of the work in the Sredinny Range is its regional character. It is very important to understand not only how one or the other volcanic center functioned, but also to reveal the regularities of the larger scale, to determine the mechanisms and sources of the magma generation in the rear arc front zone. To achieve this goal, we tried to visualize all existing data in one system, which would allow user-friendly, handy and descriptive demonstration of the geochemical features of the volcanic rocks, geomorphology of the objects and would help to reveal the patterns in some geochemical attributes distribution.

We created a database on geochemistry of the volcanic rocks of the Sredinny Range of Kamchatka. It includes information on 430 samples, characterizing eruptive activity of 17 volcanic centers and massifs, and it is continually filling in. All elements in the database have geographic references, this is a core of the database and it allows creation of the selections and maps.

For better visualization and thematic analyses, our database is realized in geographic information system (GIS). A current local version of GIS is a shape-file with referenced database of all sampled volcanic rocks of Sredinny Range. It is possible to work with the project in any geoinformation software (for example, ArcGIS, QGIS, SAGA GIS, GRASS, etc.). GIS-project allows displaying of the spatial distribution of the samples, gradation of values by their size (fig. 1), or color (fig. 2). It is also possible to do various thematic analyses, for example to display chemical element ratios on maps of the chosen scale (fig. 3).

In future, we plan to integrate this GIS-project in the geoportal (http://geoportal.kscnet.ru/) of the Institute of volcanology and seismology FEB RAS, to provide general access to the database through Internet.

Financial support is provided by RFBR grant №17-05-00112.

Срединный хребет Камчатки – крупнейшая вулкано-тектоническая структура полуострова, удаленная от фронта современной зоны субдукции более чем на 400 км. В результате многолетних работ по изучению истории вулканизма в различных районах Срединного хребта коллективами исследователей были собраны представительные коллекции пород, характеризующие эруптивную активность более чем 20 крупных вулканических центров. По каждой коллекции получены (или находятся в процессе получения) детальные петролого-геохимические и минералогические данные, строятся модели петрогенезиса. При этом одной из существенных особенностей работы в Срединном хребте является ее региональный характер: важно не только понять, каким образом функционировал тот или иной вулканический центр, но и обнаружить связи более крупного масштаба, выяснить механизмы и причины магмообразования в этой структуре в целом. С этой целью нами была предпринята попытка представить существующие данные в виде единой системы, где было бы удобно и наглядно демонстрировать геохимические особенности пород, геоморфологию объектов изучения и выделять закономерности распределения тех или иных признаков.

Нами создана база данных по геохимии вулканических пород Срединного хребта Камчатки, куда вошла информа-

ция по 430 образцам, характеризующим эруптивную активность 17 вулканических центров и массивов, и которая продолжает пополняться. Все элементы базы данных имеют географическую привязку, которая является стержнем базы и позволяет создавать выборки и карты.

Для задач визуализации и тематического анализа база данных реализована виде географической информационной системы (ГИС). Текущая локальная версия ГИС представляет собой shape-файл с привязанной базой данных по всем опробованным образцам Срединного хребта. Работать с проектом можно в любом геоинформационном ПО (например, ArcGIS, QGIS, SAGA GIS, GRASS и др.). ГИС-проект позволяет отображать пространственное распределение образцов, градуировать размерность значений по их величине (рис. 1), либо цветовой палитре (рис. 2). Также возможно проводить различный тематический анализ, например, отображать отношения химических элементов на карте любого масштаба, выбранного пользователем (рис. 3).

В дальнейшем планируется интегрировать ГИС-проект в геопортал (http://geoportal.kscnet.ru/) Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, что позволит обеспечить общий доступ к базе данных через сеть Интернет.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №17-05-00112.



Рис. 1. Пространственное распределение точек опробования вулканических пород Срединного хребта. В данном примере величина символов характеризует содержание TiO₂ в каждом образце.



*Рис. 2. Распределение ТіО*₂ в образцах представлено в градациях цветовой палитры. Также показана визуализация табличных данных по выбранному образцу.



Рис. 3. Пространственное распределение образцов по соотношению Ba/Nb.

ГЕНЕЗИС ПОРОД ИЗ «СЕМЕЙСТВА» КАРБОНАТИТОВ В МАТЧАЙСКОМ ЩЕЛОЧНОМ ПЛУТОНЕ ТУРКЕСТАНО-АЛАЙСКОГО ХРЕБТА, КЫРГЫЗСКИЙ ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Врублевский В.В., Морова А.А.*, Бухарова О.В., Коноваленко С.И.

Томский государственный университет, Томск, vasvr@yandex.ru *Самарский государственный технический университет, Самара, andaluzit@mail.ru

Посторогенные щелочные интрузии Туркестано-Алая в Южном Тянь-Шане сопровождаются дайками и жилами карбонатитоподобных пород с изотопным возрастом ~ 220 млн. лет. В их составе кальцит и доломит (60–85 %) ассоциируют с щелочными амфиболами, флогопитом, клинопироксеном, микроклином, альбитом, апатитом и магнетитом. Акцессорная минерализация представлена главным образом ниобатами, ильменитом, Nb-рутилом, титанитом, цирконом, бадделеитом, монацитом-(Се), баритом и сульфидами. По минералого-геохимическим признакам породы обладают сходством с высокотемпературными (не менее 500°С) карбонатитами ликвационного происхождения. Силикатные и солевые карбонатные расплавы имеют родственные источники с отрицательными значениями $\epsilon_{\rm nsl}(t)$ ~ от –11 до 0 и высокими первичными отношениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (~ 0.7061-0.7095), что может быть обусловлено смешением мантийного вещества РREMA + ЕМ. Изотопный состав Рb в акцессорном пирротине (206Pb/204Pb 18.38; 207Pb/204Pb 15.64; 208Pb/204Pb 38.41) соответствует ЕМ 2-тренду. Предполагаемый синтексис и гибридный магмогенезис приводят к значительной коровой контаминации интрузий. Согласованное изменение изотопного состава б¹³С (от −6.5 до −1.9 ‰), б¹⁸О (9,2-23 ‰), бD (от −58 до −41 ‰) и б³⁴Ѕ (12.6-12.8 ‰) в минералах и породах свидетельствует о поступлении корового материала еще на стадии существования расплава и о воздействии метаморфогенного флюида. Наблюдаемое распределение HFSE в наиболее ранних щелочных габброидах обусловлено взаимодействием исходной мафитовой магмы с веществом IAB-типа. При этом изотопное сходство щелочных пород с пространственно сближенными базальтами Таримской изверженной провинции не исключает возможности развития триасового щелочного магматизма Туркестано-Алая в виде финального импульса (the "last echo") Таримского мантийного плюма.

ORIGIN OF CARBONATITE-LIKE ROCKS OF THE MATCHA ALKALINE PLUTON FROM TURKESTAN-ALAI RIDGE, KYRGYZ SOUTHERN TIEN SHAN

Vrublevskii V.V., Morova A.A.*, Bukharova O.V., Konovalenko S.I.

Tomsk State University, Tomsk, vasvr@yandex.ru *Samara State Technical University, Samara, andaluzit@mail.ru

Postorogenic alkaline intrusions in the Turkestan-Alai segment of the Southern Tien Shan coexist with dikes and veins of carbonatitelike rocks dated at ~220 Ma. They are primarily composed of calcite and dolomite (60–85 %), as well as sodic amphibole, phlogopite, clinopyroxene, microcline, albite, apatite, and magnetite, with accessory niobate, ilmenite, Nb-rutile, titanite, zircon, baddeleyite, monazite-(Ce), barite, and sulfides. The rocks share mineralogical and geochemical similarity with carbonatites that originated by liquid immiscibility at high temperatures above 500°C. Silicate and salt-carbonate melts are derived from sources with mainly negative bulk $\varepsilon_{hd}(t) \sim$ from –11 to 0 and high initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios (~ 0.7061-0.7095) which may be due to mixing of PREMA and EM-type mantle material. Pb isotopic ratios in accessory pyrrhotite (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18.38; ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.64; ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 38.41) exhibit an EM 2 trend. The intrusions bear signatures of significant crustal contamination as a result of magma genesis by syntexis and hybridism. Concordant isotope composition changes of $\delta^{13}C$ (-6.5 to -1.9 %), $\delta^{18}O$ (9.2-23 %), δD (-58 to -41 %), and $\delta^{34}S$ (12.6-12.8 %) in minerals and rocks indicate inputs of crustal material at the stage of melting and effect of hot fluids released during dehydration of metamorphosed oceanic basalts or sediments. The observed HFSE patterns of the oldest alkaline gabbro may be due to interaction of the primary mafic magma with IAB-type material. The isotope similarity of alkaline rocks with spatially proximal basalts of the Tarim large igneous province does not contradict the evolution of the Turkestan-Alai Triassic magmatism as the «last echo» of the Tarim mantle plume.

Введение

Карбонатиты представляют собой эндогенные существенно (> 50 %) карбонатные породы, образование которых может быть связано либо с фракционированием CO₂-насыщенных щелочных силикатных расплавов, либо с внедрением и кристаллизацией автономной щелочно-доломитовой магмы (Carbonatites:..., 1989; Bailey, 1993; Bell et al., 1998; Gwalani et al., 2010). Предполагается сублитосферное мантийное происхождение их исходного вещества (Bell, Simonetti, 2010). Для комплексов, расположенных в фанерозойских складчатых поясах отмечаются признаки коровой контаминации магм (Покровский и др., 1998; Doroshkevich et al., 2012; Врублевский и др., 2012; Врублевский, 2015). Кроме этого, рассматривается возможность появления более экзотических карбонатитоподобных расплавов в результате теплового воздействия интрузий на вмещающие соленосные карбонатные отложения, процессов скарнообразования или анатексиса мраморсодержащих метаосадочных толщ (например, Покровский и др., 2001; Le Bas et al., 2004; Мазуров и др., 2007; Lentz, 1999; Ferrero et al., 2016).

Нами получены первые геохимические и изотопно-геохронологические данные по жильным карбонатитоподобным породам Матчайского плутона, расположенного в Туркестано-Алайском сегменте Южного Тянь-Шаня. Предполагаются мантийно-коровые источники вещества, гибридный магмогенезис и высокотемпературная силикатно-карбонатная ликвация эволюционированных щелочных расплавов.

Аналитические методы

Концентрации химических элементов в породах измерены методами XRF (спектрометр ARL-9900XP) и ICP-MS (спектрометры Agilent 7500сх, Elan-6100 DRC, Finnigan МАТ) в Аналитических центрах ИГМ СО РАН (Новосибирск), ТГУ (Томск) и ИМГРЭ (Москва). Изотопный анализ углерода ($\delta^{13}C_{v-PDB}$, 2 $\sigma \pm 3$ ‰), кислорода ($\delta^{18}O_{v-SMOW}$, 2 $\sigma \pm$ 0.2 ‰), водорода (δD_{v-SMOW} , 2 $\sigma \pm 0.2$ ‰) и серы (δ^{34} S Sikhote-Alin, $2\sigma \pm 0.3$ ‰) проведен в ГИН РАН (Москва) и Геологическом институте СО РАН (Улан-Удэ) на спектрометрах МИ 1201-B, GD-150, Delta V Advantage и Finnigan MAT 253 соответственно. Изотопный состав Sm-Nd и Rb-Sr изучен в статическом режиме на спектрометрах Finnigan MAT-262 и МИ 1201-Т в Геологическом институте КНЦ РАН (Апатиты). Первичные изотопные отношения и величины є_{ма}, є_{sr} рассчитаны на возраст 220 млн лет (современный CHUR 143 Nd/ 144 Nd = 0.512638; 147 Sm/ 144 Nd = 0.1967), UR (87 Sr/ 86 Sr = 0.7045; ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr = 0.0827). Концентрации Rb и Sr, Sm и Nd определены с точностью 1 и 0.5 отн. % соответственно. Среднее по стандарту La Jolla 143 Nd/ 144 Nd = 0.511828 ± 22 (2 σ , n = 9). ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr нормализовано к значению 0.710235 ± 16 (2 σ , n = 11) по стандарту SRM-987. Величина 2σ не превышает 0.5 отн. % для ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr and ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd, 0.05 и 0.005 отн. % для ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd соответственно. Изотопный Pb-Рь анализ пирротина выполнен в ИГЕМ РАН (Москва) на MC-ICP масс-спектрометре Neptune.

Для возрастного ⁴⁰Аг/³⁹Аг датирования карбонатитоподобных пород применялся метод ступенчатого нагрева 3-х фракций флогопита и рихтерита, предварительно облученных в исследовательском ядерном реакторе ТПУ (Томск). Изотопный состав Ar измерялся на масс-спектрометре Noble Gas 5400 в ИГМ СО РАН.

Геолого-петрографическая характеристика

Складчатое сооружение Южного Тянь-Шаня в составе Центрально Азиатского подвижного пояса (ЦАПП) представляет собой часть герцинского коллизионного орогена, который сформировался в результате закрытия Туркестанского палеоокеана (Алексеев и др., 2015; Буртман, 2015). На территории Кыргызстана выделяются Туркестано-Алайский и Кокшаальский структурные сегменты, разделенные Талассо-Ферганским глубинным разломом (рис. 1а). Для них характерно широкое развитие разноформационного интрузивного магматизма в позднем палеозое – раннем мезозое (Шинкарев, 1978; Ненахов, 2002; Solomovich, 2007; Бискэ и др., 2013). В Туркестано-Алайском сегменте наряду с габбро-монцонит-сиенитовыми и гранитоидными ассоциациями пермского возраста, распространены более поздние (~ 200-220 млн. л. н.) плутонические комплексы K-Na щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов с преобладанием фельзитовых разновидностей пород. Интрузивные массивы подобного состава приурочены к зоне сопряжения Алайского, Туркестанского и Зеравшанского горных хребтов и прорывают метатерригенные и карбонатные осадочные отложения силура и девона, а также молассовые образованиями позднего карбона и перми (Ненахов, 2002; De Grave et al., 2012).

К типичным раннемезозойским щелочным интрузиям относят Матчайский и Зардалекский массивы (рис. 1б, в),



Рис. 1. Геологическая позиция и внутреннее строение щелочных интрузий Туркестано-Алая (Шинкарев, 1978; Ненахов, 2002; De Grave et al., 2012)

а – тектоническая схема Кыргызского Тянь-Шаня: ТФР = Таласо-Ферганская разломная зона, АИР = Атбаши-Иныльчекский разлом, НЛ = линия Николаева. Контуром белого цвета показан фрагмент (б), звездами обозначены Зардалекский (1) и Матчайский (2) плутоны. б – геологическая схема размещения и строения щелочных интрузий матчайского комплекса: 1, Утренский, 2, Матчайский, 3, Кульпский, 4, Ходжаачканский массивы. Отмечены участки развития карбонатитоподобных пород в экзоконтакте Матчайского массива: *Д* – Дельбек, *Т* – Тутек, составлено В.С. Гурским. в – геологическая схема Зардалекского интрузива.

которые расположены в бассейне реки Сох и залегают среди палеозойских метаосадочных пород (Шинкарев, 1978; Ненахов, 2002). Более крупный Матчайский массив занимает площадь ~ 30 км² и состоит преимущественно из щелочных и нефелиновых сиенитов, содержащих ксенолиты эссексито-тералитов ранней его фазы, а также останцы пермских гранитоидов. Контакты плутона с вмещающими сланцами имеют инъекционный характер и сопровождаются жильными телами карбонатитоподобных пород (Майоров, Гаврилин, 1971). Похожие образования проявлены в некоторых других щелочных интрузивах (Утренский, Тутекский, Кульпский) региона. Зардалекский массив (~ 13 км²) отличается разнообразием состава и сложен эссекситами, трахитоидными щелочными и нефелиновыми сиенитами с переходом к фойдолитам.

Наиболее многочисленные скопления жильных тел карбонатитоподобных пород сосредоточены в долине ручья Дельбек на северо-восточном контакте Матчайского массива, где они совместно с апофизами сиенитов образуют протяженные (до 100-400 метров) инъекционные зоны среди фенитизированных сланцев. Отдельные жилы имеют небольшие (до n × 1 м) размеры и нередко проявлены в виде ветвящихся систем и утолщенных линз. Породы обладают массивным, полосчатым или шлирово-такситовым строением, обусловленным неоднородным распределением минералов. Доминирующие кальцит и доломит (60-85 %) образуют мелко- и среднезернистый, иногда порфировидный мозаичный агрегат, в который погружены выделения (до 10-35 %) типоморфных минералов: щелочного амфибола, клинопироксена, слюды, полевого шпата, апатита и магнетита. Акцессорные сульфиды (пирротин, пирит и др.), пирохлор, монацит, титанит, циркон, бадделеит, торит, ильменит, ильменорутил, рутил, барит, нигерит и ганит встречаются в виде редкой микровкрапленности или единичных эвгедральных зерен (~ 0.01-1 мм) в силикатно-карбонатном матриксе (Майоров, Гаврилин, 1971; Врублевский и др., 2016). В породах отсутствуют следы псевдоморфного замещения первичных минералов (например, флогопита и магнетита), характерного для процесса более поздней доломитизации (Chakhmouradian et al., 2016). С другой стороны, наличие порфировидных выделений иногда рассматривается как признак магматического происхождения карбонатитов. Наблюдаемые в изученных породах признаки деформации двойников у карбонатов и изгиб пластинок слюды могут указывать на вязко-пластичное перемещение вещества.

Полученные ⁴⁰Аг/³⁹Аг спектры флогопита характеризуются хорошо выраженными (60–80 % выделенного ³⁹Аг) возрастными плато на 199.8 ± 5.3 и 208.7 ± 5.6 млн. лет. По-видимому, эти значения фиксируют стадию закрытия Аг–Аг изотопной системы в слюде при завершении кристаллизации карбонатитоподобных пород. Для рихтерита отмечается дискордантный спектр с возрастанием отношения Са/К (2.7–6.4) и количества выделенного ³⁹Аг (25–40 %) на высокотемпературной ступени с возрастом 227 ± 6 млн. лет. Возможно, флогопит выглядит несколько моложе из-за более быстрой перестройки изотопной системы, имеющей значительно меньшую температуру закрытия, чем амфибол.

Химический состав щелочных и карбонатитоподобных пород

Щелочные породы. В петротипных Матчайском и Зардалекском интрузивах с возрастанием кремнекислотности (SiO, ~ 40–66 мас. %) от габброидов к сиенитам происходит

снижение концентраций (мас. %) MgO ~ 11-0.3, CaO ~ 20-2 и Fe₂O₃ ~ 14-2 и увеличение Al₂O₂ ~ 12-26, (Na₂O + K₂O) ~ 2.3-14 (табл. 1). В фойдолитах содержание глинозема и щелочей достигает соответственно ~ 29 и 16-19 мас. %. По характеру щелочности (К,О до 2-9 мас. %; К,О/Na,О до 0.8-2.2) изверженные породы следует относить к производным шошонитовой серии активных континентальных окраин (АКО). В более дифференцированных производных уменьшается количество сидерофильных элементов (Cr 4-596, Ni 2-63, V 1.3-227, Со 3-38, Sc 0.3-26 г/т) и происходит накопление Cs, Rb, Ba, Th, U на уровне OIB и выше, в меньшей степени это демонстрируют Nb, Ta, LREE. Содержание Sr достигает ~ 1400-1800 г/т даже в эволюционированных фойдолитах и фельшпатоидных сиенитах, что может быть вызвано коровой контаминацией расплавов. Распределение редкоземельных (среднее REE ~ 200 г/т; La/Yb_N 10-17) и других рассеянных элементов в габброидах совместимо с составом базальтов островных дуг (IAB) и частично океанских островов (OIB) (рис. 2a, б). В более поздних фойдолитах и сиенитах концентрация REE уменьшается в среднем до 140 г/т при широких вариациях La/Yb_N ~ 2–150. Возможно, это связано с разбавлением расплава коровым веществом, не содержащим редких земель.

Карбонатитоподобные породы. Большинство изученных жильных тел сложено существенно кальциевыми (~ 34-55 мас. % СаО) разновидностями с варьирующими содержаниями (мас. %): SiO₂ ~ 0.3–19, MgO ~ 0.1–17, P₂O₅ ~ 0.3–5.6, Fe₂O₃ ~ 0.8–3.5 Na₂O + K₂O ~ 0.1–3 (см. табл. 1). Согласно классификации (Carbonatites:..., 1989), они соответствуют промежуточным составам между магнезио- и кальциокарбонатитами (рис. 3). В слюдисто-амфиболовых скоплениях (глиммеритах) среди карбонатитоподобных пород установлены более высокие концентрации Si, Al, K, Rb, Mg, Fe и Ti при содержании СаО не выше 7.5 мас. %. Накопление типоморфных рассеянных элементов достигает уровня (г/т): Sr до ~ 1500-4000, Ва до ~ 500-2400, Zr до ~ 20-140, Nb до ~ 10-70, REE + Y до ~ 250-1030 (см. табл. 1). Отношения Sr/ Ва > 1 (2–17) и Th/U \approx 0.1–53 указывают на относительно высокотемпературный режим формирования и гетерогенность пород.

По содержанию REE можно выделить три разновидности карбонатитоподобных пород. Максимум обогащения до 707-1010 г/т отмечается в единичных кальцитовых жилах среди нефелиновых сиенитов Матчайского плутона. При этом распределение в них La, Ce, Yb и Y, а также Sr, Nb, Ta, Zr и Hf комплементарно относительно щелочных пород (рис. 2в), что нередко отмечается в экспериментальных системах с силикатно-карбонатной ликвацией (Carbonatites:..., 1989; Jones et al., 1995; Veksler et al., 1998). Более распространенные разновидности отличаются пониженными концентрациями $\Sigma REE \approx 150-270$, 23-106 г/т и разной степенью их дифференцированности La/Yb ~ 8-17 и 11-46 соответственно. По-видимому, неоднородность минералообразующей среды также вызывает заметную изменчивость отношений других HFSE (Nb/Ta 3-73; Zr/Hf 3-220). По сравнению с щелочными и нефелиновыми сиенитами для карбонатитоподобных пород характерны преимущественное накопление REE и Sr, а также их обедненность Nb, Ta, Zr и Hf (см. рис. 2в). Это согласуется с распределением редких элементов в природном карбонатном расплаве, который мог отделиться при ликвационном расслоении нефелинитовой магмы (Guzmics et al., 2015). Показательно, что сопряженная силикатная жидкость действительно удерживает перечисленные HFSE.



Рис. 2. Распределение рассеянных химических элементов в щелочных и карбонатитоподобных породах Матчайского и Зардалекского плутонов

а-б – мультиэлементные спектры габброидов (а), фойдолитов, щелочных и нефелиновых сиенитов (б), нормализованные по составу примитивной мантии (PM), средний OIB по (Sun, McDonough, 1989), средний IAB по (Kelemen et al., 2003). в – диаграмма комплементарного поведения HFSE и LILE в эссекситах 1, сиенитах и карбонатитоподобных породах: обогащенных REE 2, обедненных REE 3-4 Матчайского массива. В скобках – количество анализов для расчета средних концентраций. Последовательность химических элементов на диаграмме выбрана в соответствии с уменьшением их модельных коэффициентов распределения при силикатно-карбонатной ликвации (см. текст). г – диаграмма состава вероятного корового контаминанта, взаимодействующего с материнской щелочно-мафитовой магмой (см. текст для пояснения).



Рис. 3. Петрохимическая классификация (мас. %) карбонатитоподобных пород

а – диаграмма FeO+Fe₂O₃+MnO)/MgO-CaO/(CaO+MgO+FeO+Fe₂O₃+MnO) по (Harmer, Gittins, 1997); б – тройная диаграмма CaO-MgO-(FeO+Fe₂O₃+MnO) по (Carbonatites:.., 1989). I–III, преобладающие составы Са-карбонатитов (I), Mgкарбонатитов (II), Fe-карбонатитов (III). Стрелками серого цвета показаны вариационные тренды карбонатитов Кузнецкого Алатау (KA) и Горного Алтая (GA) в западной части ЦАПП (Врублевский и др., 2012; Врублевский, 2015).



Рис. 4. Изотопная Nd-Sr-Pb систематика щелочных и карбонатитоподобных пород Туркестано-Алая

a – диаграмма $\varepsilon_{NA}(t) - \varepsilon_{sa}(t)$. Полями серого цвета показаны некоторые составы мезозойских карбонатитсодержащих комплексов ЦАПП и докембрийских кратонов: 1, Мушугай-Худук, Баян-Хушу; 2, Лугин-Гол, 3, Бэлтэсин-Гол, Овэрмараат-Гол (все Монголия); 4, Дарай-Пиоз (Таджикистан); 5, Аршан, Халюта, Ошурково (Западное Забайкалье); 6, Ниауапдсниап, Yuantou, Qinlongtou, Dashigou, Shijiawan (все Центральный Китай) (Vladykin et al., 2005; Никифоров и др., 2002; Хи et al., 2011); 7, карбонатиты Сибирской, Европейской и Северо-Американской платформы (см. ссылки в работе Врублевский, Гертнер, 2005). Точечным пунктиром оконтурены преобладающие базальты Таримской изверженной провинции (Zhang et al., 2010; Li et al., 2012; Wei et al., 2014). PARCL – линия эволюции палеозойских комплексов щелочных пород и карбонатитов в западной части ЦАПП по данным (Doroshkevich et al., 2012; Врублевский и др., 2012; Врублевский, 2015). Мантийные резервуары PREMA, HIMU, EM 1, EM 2 по Zindler, Hart (1986) и Stracke et al. (2005). б-г – Рb–Рb диаграммы изотопного состава акцессорного пирротина (черная звезда) из карбонатитоподобных пород Матчайского плутона. Мантийные компоненты PREMA, FOZO, HIMU, DMM, EM 1 и EM 2, элементы плюмботектоники и изотопной эволюции свинца по (Stacey, Kramers, 1975; Zartman, Doe, 1981; Zindler, Hart, 1986; Hart et al., 1992; Stracke et al., 2005; Armienti, Gasperini 2007); EACL (линия эволюции карбонатитов Восточно-Африканского рифта, по Bell, Tilton, 2001); заштрихована область КА&GA щелочных пород и карбонатитов Кузнецкого Алатау и Горного Алтая в западной части ЦАПП (Врублевский и др., 2017); поле ТВ соответствует диапазону базальтов Таримской изверженной провинции (Zhang et al., 2010). На графике (б): UC – верхняя кора, Oro – компонент «Orogenic», М – мантия. Поля 1–2 на графике (в): карбонатиты комплексов Bear Lodge, Северная Америка (1) и Центрального Китая (2) (Moore et al., 2015; Xu et al., 2011).

Изотопная систематика пород и минералов щелочных интрузий

В щелочных породах значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(t) и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd(t) варьируют в интервале 0.70601-0.70915 и 0.512035-0.512363 соответственно (табл. 2). Карбонатитоподобные породы обладают сходным изотопным составом Nd (0.511803-0.512143, $\varepsilon_{Nd}(t)$ от -10.8 до -4.1), но обогащены радиогенным ⁸⁷Sr (0.70705-0.70947, є_{sr}(t) 40-74). Это может свидетельствовать об эволюции щелочного магматизма в условиях смешения вещества общего ювенильного источника PREMA с материалом как обогащенной литосферной мантии ЕМ, так и верхней коры (рис. 4a). Аналогичный состав (є_м -6.3 to -8.7; ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 0.7082-0.7086) имеют жильные карбонатиты в нефелиновых сиенитах интрузива Дарай-Пиоз в пограничном Таджикистане (Vladykin et al., 2005). Сопоставимые изотопные параметры (ϵ_{Nd} от +0.2 до -10.1; ϵ_{Sr} 8–40) отмечаются для других мезозойских (~ 120-220 млн. лет) комплексов щелочных пород и карбонатитов ЦАПП (Южная Монголия, Западное Забайкалье), а также орогенического пояса Qinling в Центральном Китае (см. рис. 4а).

Первичные изотопные отношения Рb в пирротине из карбонатитоподобных пород (206Pb/204Pb 18.38; 207Pb/204Pb 15.64; ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 38.41) достигают значений, свойственных продуктам смешения вещества PREMA и EM 2 (рис. 4в, г). Однако обогащение минерала радиогенным ²⁰⁷Рb и ²⁰⁶Рb также позволяет предполагать участие в его генезисе материала верхней коры, что обычно характерно для орогенических областей (рис. 4б). На линии изотопной эволюции свинца состав пирротина почти совпадает с отметкой ~ 200 млн. лет, сходной с ⁴⁰Ar/³⁹Ar датой по флогопиту. По сравнению с более молодыми нефелинит-карбонатитовыми вулканами Восточно-Африканского рифта, представляющими взаимодействие мантийных компонентов HIMU и EM 1 (Bell, Tilton, 2001), первичные ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb = 0.851 и ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb = 2.089 в сульфиде отклоняются от общего тренда смешения в сторону среднего состава PREMA (см. рис. 4в). По-видимому, участие этого домена в магмогенерации не является редкостью, о чем свидетельствует изотопный состав свинца в дайках карбонатитов субвулканического щелочного комплекса Bear Lodge в Северной Америке (Moore et al., 2015).

Значения δ¹³С (от −6.5 до −1.9 ‰) и δ¹⁸О (18−23 ‰) в карбонатах связаны прямой корреляцией (табл. 3, рис. 5а), характерной для процессов релеевского фракционирования или смешения глубинной и осадочной углекислоты в карбонатитогенезисе (Кулешов, 1986; Carbonatites:..., 1989; Ray et al., 2000). По-видимому, доминирующая коровая контаминация привела к заметному обогащению 18О силикатов, апатита и магнетита (см. табл. 3). При этом отношение $\delta^{18}O$ в минералах (11.9-16.5, 17.2 и 11.9-13.5 % соответственно) сохраняется на уровне способности их кристаллических решеток концентрировать тяжелый изотоп кислорода и явно инверсированные парагенезисы в карбонатитоподобных породах отсутствуют. Очевидно, можно исключить влияние нагретых метеорных вод с $\delta^{18}O < 0$ ‰ и допустить, что степень фракционирования между карбонатом и флогопитом ($\Delta^{18}O =$ 5.7–6.5 ‰), магнетитом (Δ^{18} O = 9.5–9.9 ‰) и апатитом (Δ^{18} O = 3.5 ‰) приближенно соответствует изотопно-равновесным температурам 400-500°С, подобно контаминированным карбонатитам Южной Бразилии и Анголы (Santos, Clayton, 1995; Alberti et al., 1999). Следует также предполагать более высокую температуру начала их кристаллизации.

Установленные вариации δD в водосодержащих силикатах (от -41 до -58 ‰; см. табл. 3) совпадают с диапазоном от -40 до -90 ‰ в амфиболах и слюдах из мантийных ксенолитов и мафит-ультрамафитовых изверженных пород (например, Kuroda et al., 1975; Taylor, Sheppard, 1986; Deloule et al., 1991). Однако уровень их обогащения ¹⁸О больше соответствует составу метаморфогенных вод (рис. 5в), которые обычно выделяются при дегидратации базальтов океанической коры или метаосадочных пород (Покровский, 2000).

По сравнению с сульфидами из многих карбонатитовых комплексов (среднее δ^{34} S \approx -3.0 ‰) и метеоритным стандартом δ^{34} S_{CDT} \sim 0 ‰ (Carbonatites:..., 1989), 2 образца изученного пирротина обогащены до значений δ^{34} S = 12.6–12.8 ‰, что возможно при смешении мантийной серы с веществом осадочного цикла. Его вероятным источником служат метакарбонатные отложения, содержащие изотопно-тяжелую серу и взаимодействующие с метаморфогенным флюидом (Покровский, 2000).

Обсуждение результатов

Возраст и условия карбонатитогенезиса в щелочных интрузиях Туркестано-Алая. Считается, что формирование щелочных плутонов завершало развитие магматизма в Туркестано-Алайском сегменте Южного Тянь-Шаня. Полученные нами изотопные даты (~ 200, 209, 227 млн. лет) совпадают с установленным ранее интервалом ~ 200–237 млн. лет вероятного проявления регионального фойдового магматизма в раннем мезозое (Шинкарев, 1978). Предположительно, более молодой Ar–Ar возраст флогопита связан с переустановкой изотопных «часов» в результате охлаждения орогена после его коллизии на южной окраине Азии в позднем триасе (~ 207 млн. лет) (De Grave et al., 2012). Сходство источников и пространственная связь щелочных и карбонатитоподобных пород исключают значительную временную дискретность их образования.

Силикатные породы главных фаз щелочных интрузий образуют дифференцированный магматический комплекс, геохимические особенности которого не противоречат известной боуэновской схеме фракционной кристаллизации природных расплавов. Генетически родственные субсинхронные монцосиенитовые ассоциации также выделяются в восточной части Туркестано-Алая (Ненахов, 2002). Характерной чертой изученных пород является их обеднение редкоземельными элементами (REE от ~ 50-300 до 700-1000 г/т), что не свойственно парагенезисам щелочных пород и карбонатитов мантийного происхождения. В более поздних сиенитах отмечается снижение содержаний большинства REE в 2-5 раз по сравнению с габброидами. Учитывая выявленные изотопные вариации (87 Sr/ 86 Sr(t) $\approx 0.706-0.708$; δ^{18} O $\approx 9-12$ ‰), вполне допустимо, что эволюция материнской щелочно-мафитовой магмы сопровождалась процессами корового синтексиса (Ненахов, Хрестенков, 1988; Ненахов, 2002). При этом возникновение гибридных, насыщенных SiO, жидкостей могло происходить в условиях плавления сиалического субстрата, не содержащего редкие земли. По-видимому, его участие также способствовало поступлению в магму дополнительных количеств LILE. В Южном Тянь-Шане к образованиям такого рода следует относить пермскую ассоциацию гранитоидов, нефелиновых сиенитов и карбонатитов в восточной части Кокшаальского хребта (Соломович, Трифонов, 1990). На примере мигматитов Богемского массива в Центральной Европе анатексис неоднородного метаосадочного протолита на уровне средней-нижней коры предлагается рассматривать в качестве механизма, приводящего к расслоению карбонатного и гранитного расплавов (Ferrero et al., 2016).

Предполагаемая нами контаминация магмы веществом метаосадочных карбонатов, распространённых в регионе, могла приводить к ее дополнительной карбонатизации и последующей ликвации солевого расплава наподобие карбонатитов.
Таблица 1.

Таблица 2.

Представительный химический состав щелочных и карбонатитоподобных пород

Массивы			Ν	Латчайски	й			3	ардалекски	ій
Породы	1*	2*	3*	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂ , мас. %	49.65	52.06	62.51	1.23	1.03	3.28	13.55	51.82	42.47	53.39
TiO ₂	1.00	0.68	0.12	0.04	0.02	0.03	0.18	0.67	0.40	0.18
Al ₂ O ₃	16.15	20.25	16.64	0.05	0.30	0.60	2.95	11.97	28.94	25.99
Fe ₂ O ₃	10.99	7.70	5.10	1.97	1.77	1.53	1.01	8.51	3.91	1.82
MnO	-	0.13	0.09	0.13	0.18	0.21	0.12	0.13	0.12	0.06
MgO	2.64	0.21	0.47	0.05	2.16	13.90	7.87	10.77	0.89	1.51
CaO	8.78	4.51	2.72	53.98	53.39	36.17	39.64	8.39	3.39	1.38
Na ₂ O	5.26	7.60	6.80	0.30	0.08	0.34	0.60	1.62	8.50	4.22
K ₂ O	4.86	4.92	6.22	0.20	0.08	0.32	1.85	1.37	7.51	9.23
P ₂ O ₅	0.06	0.08	0.03	0.80	3.22	3.77	2.34	0.30	0.16	0.03
LOI	1.10	3.08	0.22	40.99	37.01	39.23	29.28	4.06	3.33	1.92
Сумма	100.49	101.22	100.92	99.74	99.24	99.38	99.39	99.61	99.62	99.73
Cr, г/т	_	9.5	9.8	2.7	7	1.5	3.7	596	5.2	3.5
Ni	-	1.6	2.6	13	25	18	19	63	3.1	2.4
V	-	9	21	6	2.2	10	18	164	40	13
Со	-	3.5	4.5	1.7	5	3.1	3.4	32	6	2.5
Sc	-	0.6	1.3	1.6	1.2	0.8	1.3	26	1.1	0.34
Pb	-	18	39	53	17	_	_	7.5	51	108
Cs	_	2	5.6	1.7	0.3	0.1	17	1.4	27	25
Rb	90	255	226	42	9.2	10	211	41	339	314
Ba	3100	715	854	1985	616	270	554	469	1190	1820
Sr	740	430	315	4056	2692	1426	2035	342	1011	1396
Y	24	14	7.5	182	40	8.5	32	13	15	3
Zr	120	124	249	25	1.8	1.8	6.6	84	110	64
Hf	2.7	3.8	6.7	0.3	0.1	0.12	0.28	2.2	1.6	0.92
Nb	24	51	44	12	9.4	11	14	9.6	12	20
Та	1.5	2.3	2.1	0.8	0.9	0.93	1	3	0.83	1.2
Th	6.5	4	6.6	0.3	0.9	2.3	0.61	5.1	19	56
U	2.6	2.2	2.9	0.2	1.6	8.7	0.96	2.5	10	28
ΣREE	320.7	115.7	63.1	707.1	205	56.6	146.3	89.2	178.8	147.3

Примечание. 1, 8 = субщелочное и щелочное габбро; 2, 10 = нефелиновый сиенит; 3 = щелочной сиенит; 9 = фойдолит; 4 – 7 = карбонатитоподобные породы: REE-обогащенные (4), REE-обедненные (5, 6), меланократовые (7). * по (Ненахов, 2002). (–) – не определялось.

Изотопный Sr-Nd состав щелочных и карбонатитоподобных пород Туркестано-Алая

Образец	Массив	Порода, минерал	$\begin{array}{c} {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} \\ \pm 2\sigma \end{array}$	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd(t)	$\boldsymbol{\epsilon}_{_{Nd}}(t)$	$^{87}Sr/^{86}Sr$ $\pm 2\sigma$	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(t)	$\epsilon_{\rm Sr}(t)$
1	Z	AG	0.512537±12	0.512363	0.16	0.70855±18	0.70833	57.99
3		AG	0.512208±14	0.512035	-6.25	0.70706±17	0.70691	37.87
5		F	0.512277±8	0.512198	-3.06	0.70740±15	0.70669	34.73
9		F	0.512239±13	0.512183	-3.36	0.70824±16	0.70724	42.63
10		NS	0.512507±19	0.512340	-0.29	0.70705±18	0.70601	25.11
XXX	М	NS	0.512318±8	0.512132	-4.36	0.71190±19	0.70915	69.71
1-8-2		Gl	0.512148±6	0.511971	-7.50	0.70956±21	0.70872	63.60

1084	С	0.512092±4	0.511932	-8.26	0.70779±11	0.70772	49.34
2-3	С	0.512272±20	0.512108	-4.82	0.70788±16	0.70783	50.96
1085	С	0.512332±14	0.512143	-4.14	0.70882±18	0.70876	64.10
12-5	С	0.511966±14	0.511803	-10.77	0.71008±14	0.70947	74.31
1086	C, Ap				0.70749±9	0.707484	46.05
1080/2	C, Amp				0.70825±9	0.707045	39.82

Примечание. Z – Зардалекский интрузив, М – Матчайский интрузив. AG, щелочное габбро; F, фойдолит; NS, нефелиновый сиенит; C, карбонатит = карбонатитоподобная порода; Gl – глиммерит. Ap = апатит, Amp = амфибол.

Таблица 3.

]	Изотопный соста	ав О, С и Н щело	очных интрузий	і Туркестано-Ала	я	
Массив	Порода	Образец	Материал	δ ¹³ C, ‰	δ¹8Ο, ‰	δD, ‰	T, ⁰C
М	С	1086	Cb	-3.9	20.7		
			Ар		17.2		403, 508*
	С	1085	Cb	-4.4	18.0		
			Lpm		11.9	-58	
	С	1084	Cb	-6.5	18.6		
	С	12-5	Cb	-4.0	19.8		
	С	12-1	Cb	-3.0	21.4		
	C	1080	Cb	-2.7	22.1		
			Phl		16.4		
	С	1080/1	Cb	-2.3	23.0		
			Mag		13.5		504
	С	1080/2	Cb	-3.5	21.2		
			Phl		14.7	-57	
			Amp		16.5	-41	
	C	1081	Cb	-1.9	21.8		
			Phl		16.1		
			Mag		11.9		488
Z	AG	1	WR		9.8		
	AG	3	WR		9.2		
	F	5	WR		12.0		
	F	9	WR		12.4		
	NS	10	WR		9.4		

Примечание. М – Матчайский интрузив, Z – Зардалекский интрузив, AG, щелочное габбро; F, фойдолит; NS, нефелиновый сиенит; C, карбонатитоподобная порода; WR, валовый состав породы. Cb, карбонат; Ap, апатит; Amp, амфибол; Phl, флогопит; Lpm, лепидомелан; Mag, магнетит; Cc, кальцит. Изотопные температуры рассчитаны по уравнению: 1000 lna (cc-mag) = $5.74 \times 10^6/T^2$ (Clayton, Kieffer, 1991), 1000 lna (cc-ap) = $1.6 \times 10^6/T^2$ (Fortier, Luttge, 1995). * – расчет по (Alberti et al., 1999).

При этом сопряженная силикатная жидкость по химическому составу соответствует фельдшпатоидным сиенитам, принимающим участие в строении интрузивов. Как и в модельных системах (Veksler et al., 1998; Martin et al., 2013), преимущественное накопление REE наблюдается именно в карбонатном расплаве, а не в сиенитах, которые удерживают Nb, Ta, Zr, Hf. В условиях эксперимента с увеличением давления от 1.0 до 3.0 ГПа и содержания H_2O порции карбонатитового ликвата усиливают свою способность к экстрации REE, Sr, Ba, частично, Th и U. Аналогичная тенденция отмечается для средних составов нефелиновых сиенитов и REE-обогащенных карбонатитоподобных пород Матчайского плутона (рис. 2в, 6). Образование REE-бедных разновидностей и приконтактовых фенитов происходило уже на более поздней стадии магматического процесса в условиях снижения давления и дегазации водного флюида. Потеря H₂O также отразилась на подвижности Th и U. По-видимому, сочетание ликвации и контаминации во многом обусловило широкие вариации в породах Sr/Ba 0.2–17, Nb/Ta 3–73, Zr/Hf 3–220; Th/U 0.1–53.

Вероятная магматогенная природа карбонатитоподобных пород проявляется в виде высокотемпературного эндогенного парагенезиса Fe–Mg силикатов, полевых шпатов, апатита и магнетита. Масштабы Δ^{18} O-фракционирования между минералами могут свидетельствовать о завершении их кристаллизации при ~ 400–500°С. Сходные условия формирования (~ 300–650°С) отмечаются для некоторых гипабиссальных карбонатитов Бразилии, Анголы, Сибири (Santos, Clayton, 1995; Alberti et al., 1999; Врублевский, 2015). Наблюдаемое полосчатое или струйчатое распределение породообразующего амфибола, флогопита и апатита, нередко со следами абразии и деформации кристаллов, свидетельствует о возможном вязко-пластичном перемещения вещества. На выделение из расплава акцессорного пирохлора указывает наличие в его зернах химической зональности (Врублевский и др., 2016), которая обычно отражает накопление UO₂ и снижение концентраций Nb, Ca, Na и F на позднемагматической стадии карбонатитогенеза (Зайцев и др., 2011). В связи с этим число структурных вакансий ~ 0.1–0.2 ф. ед. в позиции А кристаллохимической формулы минерала не превышает значений в изверженных карбонатитах (Nasraoui, Bilal, 2000).

Геодинамическая среда и мантийно-коровые источники щелочного магматизма. Развитие щелочного и карбонатитового магматизма связывают с мантийной активностью и мультикомпонентным источником типа HIMU/FOZO + EM 1 (Bell, Tilton, 2001). По сравнению с ним триасовые интрузивные массивы Туркестано-Алая обладают менее радиогенным изотопным составом неодима и обогащены ⁸⁷Sr (εNd(t) ~ -11 to 0, ϵ Sr(t) $\sim 25-74$), что может свидетельствовать о смешении плюмового компонента PREMA с материалом обогащенной литосферной мантии ЕМ 2. В отличие от более деплетированных аналогов на докембрийских кратонах такая корреляция является продолжением линии изотопной эволюции палеозойских комплексов мантийных щелочных пород и карбонатитов ЦАПП (см. рис. 4а). По-видимому, участие EM 2 также повлияло на изотопный состав свинца в изученном пирротине (см. рис. 4в, г).

Считается, что в строении герцинид Туркестано-Алая преобладают аккреционно-коллизионные комплексы. В связи с этим прорывающие интрузии могут быть заражены их веществом. Действительно, распределение большинства HFSE в изученных габброидах унаследует спектральный профиль IAB и частично OIB (см. рис. 2), а наиболее калиевые (К₂О ~ 8-9 мас. %) разновидности соответствуют шошонитовой серии АКО. На этом фоне относительное обогащение всех разновидностей пород Cs, Rb, Ba, K, Th, U, Sr и невысокое содержание REE следует рассматривать как результат контаминации магмы коровыми компонентами. Возможными источниками такого вещества являются раннепалеозойские метатерригенные отложения в сопредельном Русском Алтае, а также слюдяные сланцы раннего и среднего палеозоя в Южном Казахстане и в Чаткальском сегменте Кыргызстана. Они имеют не только изотопное сходство (є_м от -9.7 до 0.6), но и сопоставимы по концентрациям большинства рассеянных элементов с изученными габброидами (рис. 2г) (Крук, 2015; Chen et al., 2016; Mühlberg et al., 2016).

На участие в магматических процессах вещества не только обогащенной мантии ЕМ 2, но также зрелой континентальной коры указывают обогащение сульфида ²⁰⁷Pb, ²⁰⁶Pb и ³⁴S, высокие значения δ^{18} O (9.2–23 ‰) и их прямая корреляция с первичными ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в породах (см. рис. 4, 5б). В «мантийно-коровом» интервале возникает аналогичная зависимость между δ^{13} C и δ^{18} O (см. рис. 5а). Изотопные особенности свидетельствуют о проникновении материала коры непосредственно в щелочной расплав. Предполагается, что источником метаморфогенного флюида послужили погребенные рассолы, мобилизованные из карбонатных отложений за счет тепла интрузий (Покровский и др., 1998).



Рис. 5. Изотопный состав С-О-Н в породах и минералах щелочных плутонов матчайского комплекса

а – диаграмма δ¹³С – δ¹⁸O: PIC (primary igneous carbonatites) и O-C изотопные сдвиги по (Conway, Taylor, 1969; Demény et al., 1998); MCCбокс (mantle-crustal carbonatites) включает преобладающие составы карбонатитов в западной части ЦАПП по (Vrublevskii, 2017); NSC (normal sedimentary carbonates) по (Покровский, 2000). Также показаны составы поздних карбонатитов вулканической провинции Декан в Индии (Ray et al., 2000) и карбонатитовых даек, жил, брекчий и туфов в Южной Монголии (Кулешов, 1986). б – диаграмма ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(t) – δ¹⁸O. в – диаграмма δD–δ¹⁸O: составы магматических и метаморфических вод по (Sheppard, 1986; Покровский, 2000), роговой обманки и биотита в изверженных породах по (Taylor, Sheppard, 1986). Данные по составу известняков и мраморов, вмещающих щелочные магматические комплексы в западной части ЦАПП, приведены по (Кулешов, 1986; Doroshkevich et al., 2012; Врублевский и др., 2012; Врублевский, 2015).



Рис. 6. Коэффициенты распределения (D_{LCLS}) рассеянных химических элементов в модельных системах с силикатно-карбонатной ликвацией (Martin et al., 2013) и их соотношения в нефелиновых сиенитах и карбонатитоподобных породах Матчайского плутона

Спектры 1, 2 соответствуют уровням разделения рассеянных элементов между REE-обогащенными (1, среднее из 2 обр.), REE-обедненными карбонатитоподобными породами (2, среднее из 6 обр.) и средним нефелиновым сиенитом (2 обр.). См. текст для пояснений.

Показательно, что сходный Nd-Sr-Pb изотопный состав имеет множество базальтов крупной магматической провинции на северной окраине Таримского кратона, пограничной с Тянь-Шанем (см. рис. 4). Формирование вулканитов связывают с активностью раннепермского (~ 290 млн. лет) плюма, который мог взаимодействовать с веществом как астеносферы и субконтинентальной литосферной мантии (SCLM = OIB, EM 1, EM 2), так и с континентальной корой (Zhang et al., 2010; Li et al., 2012; Liu et al., 2016; Wei et al., 2014). He исключено, что развитие посторогенного щелочного магматизма Туркестано-Алая является поздним проявлением (the «last echo») Таримского плюма. Возможно, под его воздействием происходила химическая обработка палеозойских аккреционно-коллизионных комплексов окраины Палеотетиса, вмещающих щелочные интрузии триаса. Внедрение магмы в обстановке суперпозиции плюма и АКО приводило к дополнительной карбонатизации эволюционирующих расплавов (Врублевский и др., 2012; Врублевский, 2015).

Заключение

(1) С формированием посторогенных щелочных интрузий в Туркестано-Алае связаны жильные карбонатитоподобные породы с изотопным возрастом ~ 220 млн. лет. Предполагается их высокотемпературное ликвационное происхождение. (2) Родоначальная магма имеет мультикомпонентный мантийный источник PREMA + EM 2. В результате плюм-литосферного взаимодействия происходили процессы синтексиса и образования гибридных расплавов. (3) Поступление корового вещества происходило на стадии существования расплава. Максимальный уровень контаминации достигается в карбонатитоподобных породах. (4) Наиболее ранние габброиды демонстрируют геохимические признаки взаимодействия мафитовой магмы с веществом IAB-типа. Их изотопное сходство с базальтами Таримского плюмового ареала позволяет предположить, что развитие триасового щелочного магматизма Туркестано-Алая представляет собой финальную фазу (эхо) активности этого мантийного плюма.

Авторы признательны В.С. Гурскому и А.В. Ждану за предоставление полевых геологических данных и ценных образцов горных пород, а также благодарят сотрудников Национального исследовательского Томского государственного университета и институтов Российской Академии наук (ИГМ СО РАН, Геологический институт СО РАН, ГИН, ИГЕМ, ИМГРЭ, Геологический институт КНЦ РАН) за участие в исследованиях. Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ (проект 5.8988.2017/6.7).

Список литературы

- Алексеев Д.В., Бискэ Ю.С., Ван Б., Дженчураева А.В., Гетман О.Ф., Аристов В.А., Крёнер А., Лю Х., Чжон Л. Тектоническое районирование и палеозойская эволюция Китайского Южного Тянь-Шаня // Геотектоника, 2015, Т. 49(2), с. 3–35.
- Бискэ Ю.С., Конопелько Д.Л., Зельтманн Р. Геодинамика позднепалеозойского магматизма Тянь-Шаня и его обрамления // Геотектоника, 2013, Т. 47(4), с. 61–81.
- Буртман В.С. Тектоника и геодинамика Тянь-Шаня в среднем и позднем палеозое // Геотектоника, 2015, Т. 49(4), с. 67–85.
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф. Природа карбонатитсодержащих комплексов складчатых областей: изотопные свидетельства мантийно-корового взаимодействия // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Иркутск, 2005, с. 30–49.
- Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Изох А.Э., Гертнер И.Ф. Щелочные породы и карбонатиты Горного

Алтая (комплекс эдельвейс): индикатор раннепалеозойского плюмового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2012, Т. 53(8), с. 945–963.

- Врублевский В.В. Источники и геодинамические условия петрогенезиса Верхнепетропавловского щелочно-базитового интрузивного массива (средний кембрий, Кузнецкий Алатау, Сибирь) // Геология и геофизика, 2015, Т. 56(3), с. 488–515.
- Врублевский В.В., Бухарова О.В., Морова А.А. Nb–Ti минерализация в кальцит–доломитовых карбонатитах Матчайского щелочного плутона, Алайский хребет, Южный Тянь-Шань // Геосферные исследования, 2016, № 1, с. 52–65.
- Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Гертнер И.Ф. Роль земной мантии в развитии вулканизма океанских островов в раннем палеозое (по данным геохимии OIB юго-востока Горного Алтая) // Геосферные исследования, 2017, № 1. с. 28–38.
- Зайцев А.Н., Вилльямс Ч.Т., Уолл Ф., Золотарев А.А. Эволюция химического состава минералов группы пирохлора из фоскоритов и карбонатитов Хибинского щелочного массива // ЗРМО, 2011, № 3, с. 40–55.
- Кулешов В.Н. Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов. М.: Наука, 1986, 124 с.
- Мазуров М.П., Гришина С.Н., Истомин В.Е., Титов А.Т. Метасоматизм и рудообразование в контактах долеритов с соленосными отложениями чехла юга Сибирской платформы // Геология рудных месторождений, 2007, Т. 49(4), с. 306–320.
- Майоров И.П., Гаврилин Р.Д. Карбонатиты из верхнепалеозойской геосинклинали Туркестано-Алая // Советская геология, 1971, № 10, с. 111–116.
- Ненахов В.М. Верхнепалеозойский коллизионный магматизм и металлогения Туркестано-Алая // Металлогения рядов коллизионных обстановок (под ред. Межеловского Н.В.). М.: ГЕОС, 2002, с. 125–220.
- Ненахов В.М., Хрестенков П.А. К вопросу о генезисе щелочных комплексов Туркестано-Алая // ЗВМО, 1988, Вып. 5, с. 587–594.
- Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Журавлев Д.З. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: изотопно-геохимические характеристики и источники // Петрология, 2002, Т. 10(2), с. 168–188.
- Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000, 228 с.
- Покровский Б.Г., Андреева Е.Д., Врублевский В.В., Гринев О.М. Природа контаминации щелочно-габброидных интрузий южного обрамления Сибирской платформы по данным изотопии стронция и кислорода // Петрология, 1998, Т. 6(3), с. 259–273.
- Покровский Б.Г., Врублевский В.В., Сапронов Н.Л., Парначев В.П., Москалев В.А., Кудрявцев Д.И. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатитоподобных пород Тунгусской синеклизы // Петрология, 2001, Т. 9(4), с. 433–445.
- Соломович Л.И., Трифонов Б.А. Ассоциация гранитов рапакиви, щелочных пород и карбонатитов в Тянь-Шане (Юго-Восточная Киргизия) // ЗВМО, 1990, Вып. 6, с. 46–59.
- Шинкарев Н.Ф. Происхождение магматических формаций. Л.: Недра, 1978, 303 с.
- 21. Alberti A., Castorina F., Censi P., Comin-Chiaramonti P., Gomes C.B. Geochemical characteristics of cretaceous

carbonatites from Angola // Journal of African Earth Sciences, 1999, V. 29(4), p. 735–759.

- Armienti P., Gasperini D. Do we really need mantle components to define mantle composition? // Journal of Petrology, 2007, V. 48(4), p. 693–709.
- Bailey D.K. Carbonate magmas // Journal of Geology, 1993, V. 150, p. 637–651.
- Bell K., Kjarsgaard B.A., Simonetti A. Carbonatites into the twenty-first century // Journal of Petrology, 1998, V. 39(11/12), p. 1839–1845.
- Bell K., Tilton G.R. Nd, Pb and Sr isotopic compositions of East African carbonatites: evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity // Journal of Petrology, 2001, V. 42(10), p. 1927–1945.
- 26. Bell K., Simonetti A. Source of parental melts to carbonatites–critical isotopic constraints // Mineralogy and Petrology, 2010, V. 98, p. 77–89.
- 27. Carbonatites: Genesis and Evolution. Ed. Bell K., 1989. Unwin-Hyman, London, 610 p.
- Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Zaitsev A.N. Calcite and dolomite in intrusive carbonatites. I. Textural variations // Mineralogy and Petrology, 2016, V. 110, p. 333–360.
- 29. Chen M., Suna M., Cai K., Buslov M.M., Zhao G., Jiang Y., Rubanova E.S., Kulikova A.V. Voytishek E.E. The early Paleozoic tectonic evolution of the Russian Altai: Implications from geochemical and detrital zircon U–Pb and Hf isotopic studies of meta-sedimentary complexes in the Charysh–Terekta–Ulagan–Sayan suture zone // Gondwana Research, 2016, V. 34, p. 1–15.
- Conway C.H., Taylor H.P. ¹⁸O/¹⁶O and ¹³C/¹²C ratios of coexisting minerals in the Oka and Magnet Cove carbonatite bodies // Journal of Geology, 1969, V. 77(5), p. 618–626.
- 31. De Grave J., Glorie S., Ryabinin A., Zhimulev F., Buslov M.M., Izmer A., Elburg M., Vanhaecke F., Van den haute P. Late Palaeozoic and Meso-Cenozoic tectonic evolution of the southern Kyrgyz Tien Shan: constraints from multimethod thermochronology in the Trans-Alai, Turkestan-Alai segment and the southeastern Ferghana Basin // Journal of Asian Earth Sciences, 2012, V. 44, p. 149–168.
- Deloule E., Albarède F., Sheppard S.M.F. Hydrogen isotope heterogeneities in the mantle from ion probe analysis of amphiboles from ultramafic rocks // Earth and Planetary Science Letters, 1991, V. 105, p. 543–553.
- Demény A., Ahijado A., Casillas R., Vennemann T.W. Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain): a C, O, H isotope study // Lithos, 1998, V. 44, p. 101–115.
- Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M. Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: Age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr and Nd) data // Lithos, 2012, V. 152, p. 157–172.
- Ferrero S., Wunder B., Ziemann M.A., Wälle M., O'Brien P.J. Carbonatitic and granitic melts produced under conditions of primary immiscibility during anatexis in the lower crust // Earth and Planetary Science Letters, 2016, V. 454, p. 121–131.
- 36. Guzmics T., Zajacz Z., Mitchell R.H., Szabó C., Wälle M. The role of liquid-liquid immiscibility and crystal fractionation in the genesis of carbonatite magmas: insights from Kerimasi melt inclusions // Contributions to Mineralogy and Petrology, 2015, V. 169, article 17.
- Gwalani L.G., Moore K., Simonetti A. Carbonatites, alkaline rocks and the mantle: a special issue dedicated to Keith Bell // Mineralogy and Petrology, 2010, V. 98, p. 5–10.

- Harmer R.E., Gittins J. The origin of dolomitic carbonatites: field and experimental constraints // Journal of African Earth Sciences, 1997, V. 25(1), p. 5–28.
- Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A, Whitehead J.A. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence // Science, 1992, V. 256, p. 517–520.
- Jones J.H., Walker D., Pickett D.A., Murell M.T., Beattie P. Experimental investigations of the partitioning of Nb, Mo, Ba, Ce, Pb, Ra, Th, Pa, and U between immiscible carbonate and silicate liquids // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995, V. 59(7), p. 1307–1320.
- Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Treatise on Geochemistry, Elsevier Ltd., 2003, V. 3, p. 593–659.
- Kuroda Y., Suzuoki T., Matsuo S., Aoki K. D/H ratio of the coexisting phlogopite and richterite from micas nodules and a peridotite in in South African kimberlites // Contributions to Mineralogy and Petrology , 1975, V. 52, p. 315–318.
- 43. Le Bas M.J, Ba-bttat M.A.O., Taylor R.N., Milton J.A., Windley B.F., Evins P.M. The carbonatite-marble dykes of Abyan Province, Yemen Republic: the mixing of mantle and crustal carbonate materials revealed by isotope and trace element analysis // Mineralogy and Petrology, 2004, V. 82, p. 105–135.
- Lentz D.R. Carbonatite genesis: A reexamination of the role of intrusion-related pneumatolitic skarn processes in limestone melting // Geology, 1999, V. 27(4), p. 335–338.
- 45. Li Z., Li Y., Chen H., Santosh M., Yang S., Xu Y., Langmuir C.H., Chen Z., Yu X., Zou S. Hf isotopic characteristics of the Tarim Permian large igneous province rocks of NW China: Implication for the magmatic source and evolution // Journal of Asian Earth Sciences, 2012, V. 49, p. 191–202.
- 46. Liu Y., Lü X., Wu C., Hu X., Duan Z., Deng G., Wang H., Zhu X., Zeng H., Wang P., Wang W., Lu Q. The migration of Tarim plume magma toward the northeast in Early Permian and its significance for the exploration of PGE-Cu–Ni magmatic sulfide deposits in Xinjiang, NWChina: as suggested by Sr–Nd–Hf isotopes, sedimentology and geophysical data // Ore Geology Reviews, 2016, V. 72, p. 538–545.
- Martin L.H.J., Schmidt M.W., Mattsson H.B., Guenther D. Element partitioning between immiscible carbonatite and silicate melts for dry and H₂O-bearing systems at 1–3GPa // Journal of Petrology, 2013, V. 54(11), p. 2301–2338.
- Moore M., Chakhmouradian A.R., Mariano A.N., Sidhu R. Evolution of rare-earth mineralization in the Bear Lodge carbonatite, Wyoming: mineralogical and isotopic evidence // Ore Geology Reviews, 2015, V. 64, p. 499–521.
- Mühlberg M., Hegner E., Klemd R., Pfänder J.A., Kaliwoda M., Biske Y.S. Late Carboniferous high-pressure metamorphism of the Kassan Metamorphic Complex (Kyrgyz Tianshan) and assembly of the SW Central Asian Orogenic Belt // Lithos, 2016, V. 264, p. 41–55.
- Nasraoui M., Bilal E. Pyrochlores from the Lueshe carbonatite complex (Democratic Republic of Congo): a geochemical record of different alteration stages // Journal of Asian Earth Sciences, 2000, V. 18, p. 237–251.
- 51. Ray J.S., Ramesh R., Pande K., Trivedi J.R., Shukla

P.N., Pate P.P. Isotope and rare earth element chemistry of carbonatite-alkaline complexes of Deccan volcanic province: implications to magmatic and alteration processes // Journal of Asian Earth Sciences, 2000, V. 18, p. 177–194.

- Santos R.V., Clayton R.N. Variations of oxygen and carbon isotopes in carbonatites: a study of Brazilian alkaline complexes // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995, V. 59(7), p. 1339–1352.
- Sheppard S.M.F. Characterization and isotopic variations in natural waters // Reviews in Mineralogy, 1986, V. 16, p. 165–184.
- Solomovich L.I. Postcollisional magmatism in the South Tien Shan Variscan Orogenic Belt, Kyrgyzstan: Evidence for high-temperature and high-pressure collision // Journal of Asian Earth Sciences, 2007, V. 30, p. 142–153.
- Stacey J.C., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters, 1975, V. 26, p. 207–221.
- Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R. FOZO, HIMU, and rest of the mantle zoo // Geochemistry, geophysics, geosystems, 2005, V. 6(5), p. 1–20.
- Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // In: Magmatism in the ocean basins (Eds. Saunders A.D., Norry M.J.). Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, V. 42, p. 313–345.
- Taylor H.P. Jr., Sheppard S.M.F. Stable isotopes in high temperature geological processes // Reviews in Mineralogy, 1986, V. 16, p. 227–269.
- Veksler I.V., Petibon C., Jenner G.A., Dorfman A.M., Dingwell D.B. Trace element partitioning in immiscible silicate-carbonate liquid systems: an initial experimental study using a centrifuge autoclave // Journal of Petrology, 1998, V. 39(11/12), p. 2095–2104.
- 60. Vladykin N.V., Morikiyo T., Miyazaki T. Sr and Nd isotopes geochemistry of alkaline and carbonatite complexes of Siberia and Mongolia and some geodynamic consequences. Proc. 5 Inter. Conf. «Problems of sources of deep magmatism and plumes». Irkutsk: Publ. House of the Institute of Geography SB RAS, 2005, p. 19–37.
- Vrublevskii V.V. Typical δ¹³C-δ¹⁸O ratios in mantle-crustal carbonatites of the CAOB // Abstr. 27 th Goldschmidt conference, Paris, 2017.
- Wei X., Xu Y-G., Feng Y-X., Zhao J-X. Plume-lithosphere interaction in the generation of the Tarim large igneous province, NW China: geochronological and geochemical constraints // American Journal of Science, 2014, V. 314, p. 314–356.
- Xu C., Taylor R.N., Kynicky J., Chakhmouradian, A.R., Song W., Wang L. The origin of enriched mantle beneath North China block: evidence from young carbonatites // Lithos, 2011, V. 127, p. 1–9.
- Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics the model // Tectonophysics, 1981, V. 75, p. 135–162.
- Zhang Y., Liu J., Guo Z. Permian basaltic rocks in the Tarim basin, NW China: implications for plume–lithosphere interaction // Gondwana Research, 2010, V. 18, p. 596–610.
- Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1986, V. 14, p. 493–571.

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ МЕТОДИКИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ И ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА ПРИМЕРЕ АНАЛИЗА МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Гертнер И.Ф.

Томский национальный исследовательский государственный университет (TГУ) labspm@ggf.tsu.ru

В начале прошлого века исследователи земных недр пришли к осознанию, что для составления реальных геологических карт и прогноза полезных ископаемых необходимы новые подходы по дискриминации природных совокупностей горных пород. Вместо критериев исходной петрографической аттестации должны быть применены новые методы, отвечающие определенным признакам сходства не только вещественного состава, но и тектонической позиции и возраста. Важным элементом новых воззрений выступили и практические интересы горных компаний, заинтересованных в минимизации финансов при поиске реальных месторождений. Геологическая служба и Академия наук Советского Союза в начале 30-х годов прошлого столетия разработала новый по тому времени подход по дискриминации природных ассоциаций горных пород в виде «Учения о геологических формациях». Это послужило своеобразным прорывом в методике геологического картирования и обеспечило составление общесоюзных, региональных и локальных карт и схем, отражающих распространение осадочных, метаморфических, магматических и рудных формаций. В данной работе мы хотели бы акцентировать внимание исключительно на вопросах дискриминации природных совокупностей изверженных пород, хотя многие аспекты являются актуальными и для всего формационного учения в том числе.

В основу учения о магматических формаций, разработанного М.А. Усовым, Ю.А. Билибиным, А.Н. Заварицким, Ю.А. Кузнецовом и другими исследователями, была заложена главная схема их классификации на основе геотектонической позиции проявления магматизма. На тот момент преобладающая геосинклинальная концепция формирования структур земной коры стала основой классификации магматических формаций. В виде главного определения понятия «магматическая формация» рассматривалась следующая формулировка этого термина. Магматическая формация – это весьма крупная (глобальная) таксономическая единица, не привязанная к конкретному региону или конкретной геологической структуре. Под ней понимается устойчивая, повторяющаяся в процессе геологической истории Земли естественная ассоциация магматических горных пород, облалающих определенным сходством вещественного состава. В 1968 году была представлена первая редакция карты магматических формаций СССР масштаба 1:250 000 под редакцией Д.С. Харкевича. Её легенда была построена на тектонической и геолого-исторической основе, разработанной в трудах Ю.А. Билибина и Ю.А. Кузнецова.

Однако, менее десятка лет, выяснилась определенная несостоятельность жесткой привязки магматических формаций к конкретным фрагментам коры. Ю.А. Кузнецов в своих последних работах (1973) так охарактеризовал данную ситуацию. «Классификации магматических формаций, построенные на тектонической основе, нас удовлетворить уже не могут. Во-первых, логика требует, чтобы любые объекты классифицировались по признакам, характеризующим сами объекты. Во-вторых, тенденция к жесткой увязки магматических формаций с типами тектонических структур и этапами их формирования, в общем, не выдержала проверку временем и практикой.» (Кузнецов, 1990).

Более поздние исследования в данной области (Белоусов, 1985; Масайтис и др., 1989) были ориентированы на разработку новой схемы классификации магматических формаций, основанной на детальном анализе их вещественного состава. В данном случае учитывались признаки геохимической и изотопной аттестации, которые отвечали принципам генетической диагностики магматических серий. Данный подход для дискриминации ассоциаций горных пород активно развивался зарубежными геологами, начиная с Н. Боуэна (1928). Одним из вариантов сопоставления формационного и сериального подходов следует считать серию монографий «Магматические горные породы», выпущенную сотрудниками ИГЕМ под редакцией О.А. Богатикова., Последняя книга из этой серии «Эволюция магматизма в истории Земли» определила главные точки соприкосновения формационного и сериального анализов (Эволюция..., 1989). Принципы сопоставления понятий «магматическая формация», «магматический комплекс», «петрохимическая магматическая серия» и «петрографическая серия» обсуждались на первой сессии данного совещания (Гертнер, 2000). В настоящее время существует другая проблема, отражающая современное состояние принципов формационного анализа геологических систем. Для её решения в качестве главных задач выступает обсуждение трех принципиальных моментов.

Во-первых, необходимо определиться с границами понятий «магматическая формация» и «магматическая серия», а точнее, в чем их принципиальное отличие? Во-вторых, необходимо установить четкие критерии геотектонической позиции магматических формаций. Зависят они от геодинамической обстановки или их классификация основана исключительно на вещественном составе? В-третьих, важным элементом формационного анализа остается соотношение ведущих параметров дискриминации магматических комплексов, а именно: что остается главным критерием - пространственное совмещение, возрастные различия или сходство вещественного состава? Более практические задачи также связаны с решением проблем в области геологического картирования, прогнозирования месторождений полезных ископаемых и подготовки высококвалифицированных кадров в университетах Российской федерации. Чтобы решать эти задачи, необходим прямой контакт между разными службами. В частности, приемка геологических карт нового поколения в виде программы Министерства природных ресурсов «ГДП-200» контролируется напрямую сотрудниками научно-производственных организация во главе Всероссийского геологического института (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) и их региональными отделениями (ВНИМС, СНИ-

ИГИМС, КНИИГИМС и т.д.). Почему специалисты из институтов РАН и ведущих университетов России выступают пока только в роли «консультантов», мнение которых не имеет особого значения, а лишь выступает в виде «внешней шумовой завесы».

В качестве примеров «проблематичных» подходов в построении геологических карт при реализации государственной программы «ГДП-200» мы хотели бы рассмотреть анализ формационной диагностики природных ассоциаций щелочных пород на северном склоне Кузнецкого Алатау (Мариинская тайга). Согласно разработанной ведущими специалистами ВСЕГЕИ и СНИИГ и МС легенды (Корреляция..., 2000), все нефелинсодержащие породы данного региона объединяются в горячегорский щелочно-габброидный интрузивный комплекс раннедевонского возраста. Идеальным признаком подобного объединения выступает практически полное сходство вещественного состава данных совокупностей горных пород, включая петрохимические, геохимические и даже изотопно-геохимические параметры. Вместе с тем, последние геохронологические исследования показывают существенный временной разрыв между формированием разных нефелинсодержащих пород в данном регионе. Кроме того, особенности вещественного состава интрузивных фаз конкретных массивов, выделяемых в данный магматический комплекс, не отвечают продуктам единой магматической серии.

Другой аспект касается анализа пород офиолитовых ассоциаций, представленных в сутурных зонах складчатых областей. Например, в Канском зеленокаменном поясе ранее все магматические комплексы делились на два типа: магматические (кингашский) и реститовые (идарский). Их возраст определялся согласно региональной легенде как позднеархейский. Последние геохронологические исследования показали, что среди данных образований следует выделять как разновозрастные, так и геохимически неоднородные ассоциации магматических пород, которые определяют различную металлогеническую специализацию.

В заключении хотелось бы отметить, что многие вопросы геологического картирования и прогноза месторождений твердых полезных ископаемых напрямую зависят от наших взглядов по диагностики природных ассоциаций магматических пород. Магматическая активность внутренних недр Земли является одним из главных индикаторов формирования геологических структур земной коры, месторождений полезных ископаемых и вариаций климата на поверхности нашей планеты. Возможно, следует более активно изучать дискриминацию одного из главных факторов энергии внутренних сил Земли.

Список литературы

- Кузнецов Ю.А. О состоянии и задачах учения о магматических формациях // Геология и геофизика. 1973, №8. С. 3-11.
- Кузнецов Ю.А. Избранные труды. Том III. Проблемы происхождения и формационного анализа магматических образований. Новосибирск: Наука Сиб.отд-ние, 1990. - 292 с.
- Корреляция магматических и метаморфических комплексовзападной части Алтае-Саянской складчатой области / С.П. Шокальский и др. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. 187 с..
- Магматические горные породы. Т.6. Эволюция магматизма в истории Земли / под редакцией О.А.Богатикова и др. М.:Наука, 1987. 440 с.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Гракова О.В.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Верхнепротерозойские отложения няровейской серии, представленной нижней – верхнехарбейской и верхней – минисейшорской свитами (Душин и др., 2007), расположены в Центральноуральской структурно-формационная мегазоне Полярного Урала, в обрамлении глубокометаморфизованных пород харбейского и марункеусского комплексов (Уляшева, 2012; Уляшева, 2011).

Верхнехарбейская свита распространена преимущественно в западном обрамлении Харбейско-Марункеуского антиклинорного блока-террейна в виде отдельных полос северо-северо-восточного простирания шириной 2-6 км, общая протяженность более 50 км. Наиболее полно она представлена по ручью Саль-Тальба, рр. Гена-Хадата, Пэсавей-Яха, Паетарка. Свита сложена метаморфизованными терригенно-осадочными отложениями (Душин и др., 2007): переслаивающимися слюдяно-кварц-полевошпатовыми кварцитопесчаниками и гравелитами с подчинёнными пластами и пачками хлорит-слюдяно-кварц-альбитовых, хлорит-серицит-альбит-кварцевых, графитоидных сланцев, редко линзами кварцитов и мраморов. Мощность свиты составляет 400-500м. Минисейшорская свита распространена в междуречьи pp. Щучья–Байдарата, в бассейне р. Лонготъеган и в междуречьи pp. Бол. Хадата–Щучья. Свита представлена метабазальтами, филлитовидными, эпидот-хлорит-амфиболовые, эпидот-альбит-хлоритовые и магнетитовыми сланцами с подчинённым развитием углеродистых и карбонатных разностей (Душин и др., 2007). В сланцах содержатся прослои, пласты и пачки алевролитов кварцитовидных, алевропесчаников кварц-альбитовых, иногда встречаются прослои и пласты светлых кварцитов. Наиболее полные разрезы отмечаются по pp. Орангъеган, Паетарка. Мощность свиты 1200-1400 м.

Формирование вулканогенно-осадочного материала в няровейское время, скорее всего, происходило в окраино-океанической или окраинно-морской обстановке в умеренно-климатической зоне (Душин и др., 2007). Породы метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. По мнению А. М. Пыстина температура метаморфизма, определенная на основе анализа минеральных парагенезисов пород составляла 400–450 °C, давление 3–5 Кбар (Литосфера..., 2008).

Таблица 1

Свит	a				В	ерхнеха	рбейск	ая					МИНИ	сейшој	рская	
№ анал	иза	1		2	2		3		2	4				5		6
По авто	ору	a	a	б	В	Г	a	a	б	В	Г	а	б	в	Г	а
Параме	гры								Т, С							
	3	439	499	389	383	354	427	422	384	374	346	389	397	423	384	401
Р, кбар	4	428	488	392	384	351	417	412	386	374	343	380	401	423	380	391
	5	418	477	394	384	348	407	402	388	374	340	370	404	423	377	382
Свит	a							МИНИ	ісейшој	эская						
№ анал	иза	7	8	9	10	11	12		1	3		14	15	16	17	
По авто	ору	a	a	а	а	a	a	a	б	В	Г	а	а	a	a	
Параме	гры								T, C							
	3	395	450	465	412	396	388	434	394	396	363	364	373	398	474	
Р, кбар	4	385	440	454	403	386	379	424	396	396	359	355	364	388	463	
	5	376	429	444	393	377	369	414	396	396	356	346	355	379	452	

Определение температуры в породах няровейской серии по амфибол-плагиоклазовому геотермометру (Hbl-Pl)

Примечание: а – по Blundy, Holland, 1990; б – по Holland, Blundy, 1994; в – по Jaques e.t.l., 1982; г – Spear, 1981. По автору а получились все значения, по авторам б–г в анализах 1, 3, 6–12, 14–17 получились отрицательные значения.

Нами изучены сланцевые толщи няровейской серии по безымянным притокам р. Ингилоръеган и вдоль руч. Няршор и Графитовый бассейна р. Немуръеган. По химическому составу образования няровейской серии разделяются на орто- (метабазальты, метатуфы) и парапороды (метапелиты, метаморфизованные граувакковые песчаники и алевролиты, аркозовые и кварцевые песчаники) (Уляшева, Гракова, 2016). По минеральному составу среди образований няровейской серии нами были выделены две разновидности: кварц-эпидот-хлорит-актинолитсодержащие породы и слюдисто-кварцевые сланцы. Для определения Р-Т условий метаморфизма были использованы результаты микрозондовых анализов плагиоклазов (альбитов), амфиболов (актинолитов) и мусковитов. Химические составы минералов были получены с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega 3 LMH с энергодисперсионной приставкой Instruments Х-Мах (аналитик С. С. Шевчук) в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН.

Для установления условий образования пород был произведен расчет геотермометрических параметров метаморфизма. Применялись амфибол-плагиоклазовые геотермометры программы PetroExplorer v.3.2 (Blundy, Holland, 1990; Holland, Blundy, 1994; Jaques e.t.l., 1982; Spear, 1981) для метабазальтов и мусковитовый геотермометр с использованием формулы $\ln[T(^{\circ}C)] = 7.258 + 0.289 \ln(Ti) + 0.158[Mg/(Fe + Mg)] + 0.031 \ln[P(kbar)] (Wu, Chen, 2015) для метапелитов.$ Для расчета давления нами были взяты полученные ранееданные по давлению, с учетом анализа минеральных парагенезисов, а именно значения 3-5 Кбар (Литосфера..., 2008).

Вычисленные значения температур, по минеральной ассоциации альбит-актинолит в метабазальтах няровейской серии варьируют в пределах 340–500°С (табл. 1). По содержанию титана в мусковите, в метапелитах няровейской серии значения температур составляют 490–510°С. Ранее, нами была рассчитана температура образования углеродистого вещества в углеродсодержащих сланцах минисейшорской свиты, она составляет 500 (±50)°С (Гракова, Уляшева, 2016). Эти данные хорошо сопоставимы с нашими расчетами. Известно, что образование мусковита происходит при температуре не менее 250°С (Добрецов и др., 1972), в породах няровейской серии отсутствуют низкотемпературные минералы (пирофиллит, парагонит и др.).

В результате проведенных исследований были оценены значения РТ-параметров метаморфизма верхнепротерозойских отложений Полярного Урала. Установлено что значения давления и температуры расположены в пределах 350 – 500°С и 3–5 Кбар. Эти расчеты согласуются с данными по углеродистому веществу. При этом максимальные значения температур оказались выше, а диапазон шире, чем это предполагалось в предыдущих работах (Литосфера..., 2008). Метаморфиты няровейской серии образовались в условиях эпидот-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, в условиях средних и повышенных температур и пониженных давлений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00146 мол_а, а также при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-17.

Список литературы

- Гракова О. В. Уляшева Н. С. Металлогенические особенности верхнепротерозойских углеродсодержащих сланцев няровейской серии (Полярный Урал) // Вестник института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2016. № 9 (254). С. 16-21.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., изд-во «Недра», 1972, 288 с.
- Душин В.А., Сердюкова О.П., Малюгин А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Листы Q-42-I, II. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 340 с.
- Литосфера Тимано-Североуральского региона: геологическое строение, вещество, геодинамика, минерагения / А.М.Пыстин, Л.В.Махлаев, А.И.Антошкина и др.: Сыктывкар: Геопринт, 2008. 234 с.
- Уляшева Н. С., Гракова О. В. Первичный состав пород няровейской серии (Полярный Урал) // Вестник института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2016. № 2. С. 24–35.
- Уляшева Н. С. Метабазиты харбейского комплекса. Отв. ред. А. М. Пыстин. Сыктывкар, 2012. 98 с.
- Уляшева Н. С. Термодинамическая эволюция метаморфизма пород харбейского комплекса (Полярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2011. № 9. С. 2–6.
- Blundy J.D., Holland T.J.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. Mineral. and Petrol., 1990 V. 104, P. 208-224.
- Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. Mineral. Petrol., 1994. V. 116. P. 433-447.
- Jaques A.L., Blake D.H., Donchak P.J.T. Regional metamorphism in the Selwyn Range area, North-west Queensland // BMR Journal of Australian Geology and Geophysics, 1982. V. 7, №3. P. 181–196.
- Spear F. S. Amphibole-plagioclase equilibria: a empirical model for the relation albite + tremolite = edenite + quatz // Contrib. Mineral. and Petrol, 1981. V. 77, № 4. P. 355–364.
- Wu C.M., Chen H.X. Calibration of a Ti-in-muscovite geothermometer for ilmenite- and Al₂SiO₅-bearing metapelites // Lithos, 2015. V. 212-215. P. 122-127.

МОРФОСТРУКТУРЫ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЭМС-РАННЕЭЙФЕЛЬСКИХ ВУЛКАНИТОВ ЗМЕИНОГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

Гринев О.М., Бестемьянова К.В., Гринев Р.О.

Национальный исследовательский Томский государственный университет г. Томск, tomskgrom@yandex.ru, KsenijaVT@ mail.ru, jadestone@yandex.ru

This work is dedicated to comparative study of the best known compartmentalization schemes and of definitions of formation of Devonian and Early Carboniferous terrigene-volcanogenic series of Ore Altai published during the period from 1998 to 2017 by various researchers. Compartmentalization of these series is based on distinguishing of volcanogenic and volcanogenic-sedimentary cycles, which are attributable for Devonian tectogenesis of the region. However, there's no universal compartmentalization scheme for these series of Ore Altai megatrough worked out yet. That's because of some inconsistencies in single schemes. It is concluded that most of these inconsistencies are related to time-related lateral zonality of volcanic and tectonic processes, specificity caused by appearing within different blocks and different cycles of geological history of the megatrough and not taking the peculiarities of regional volcanic and tectonic structures formation into account.

There are a number of works, which contain evidences of presence of certain volcano-tectonic morphostructures of the Ore Altai megatrough. However, there was no complete distinguishing and systematization of such structures yet.

Also the principle of synchronous lagoon-continental series distinguishing was not applied for Ore Altai megatrough study, while this method is basic and successfully used one for the series of Altai-Sayan region.

Considering the disadvantages of schemes developed before by various researchers, a method of distinguishing of regressiontransgression cycles within Devonian series was developed and applied in Zmeinogorsky ore district study. Also, main types of morphostructures were distinguished in these cycles paleotopography study and petro-geochemical characteristics of the volcanites, which make up these morphostructures, were given.

This work contains the results obtained by use of this method for Zmeinogorsky district Early Devonian/Early Eifelian series study. Main conclusions are given below.

There are Rudnichnaya caldera-ring (Zmeinogorskaya) and Karamyshevskaya dome-ring central type morphostructures defined within the central part of the ore district. Significant part of ore deposits in general and all of gold-silver barite-polymetallic formation deposits belong to this structures.

Studied central type morphostructures had formed during two subsequent subcycles: 1) late (Emsian) subcycle of Early Devonian; 2) early (Eifelian) subcycle of Middle Devonian. Appliance of the method to middle-upper Devonian rocks study allowed to find out that there was certain paleotopography for each of regression-transgression cycles. Certain ore formations are related to these certain paleotopography features. Such relations show new possibilities of targeting and prospecting of ore deposits within the bounds of Ore Altai megatrough.

Petro-geochemical study of Early and Middle Devonian volcanic rocks of Zmeinogorsky district showed that they belong to discretic basalt-andesite-dacite-rhyolite assemblage with significant subalkaline (predominant one) and tholeitic trends of differentiation. Alkalinity of the rocks varies significantly: basalts mostly contain Na, partially K-Na, andesite-dacites are of K-Na type and rhyolites mostly contain K.

Geochemical features of the rocks indicate that they are more similar to island arc basalts (IAB) than to OIB or N-MORB. But still they differ significantly from IAB because of increased content of mobile large ion lithophile elements and decreased content of stable and inert high field strength elements and rare earth elements.

According to the study volcanites of studied morphostructures and linear outcrops of melnichnaya suite rocks, which connect morphostructures to each other, formed in deep-laid regional fault zone, which bounds south-east flank of Zmeinogorsky-Bystrushinsky trough. Tectonics and volcanism within zones of this one and other such faults caused interaction between regional structures of forming fold belt (paleoocean) of Hercynides of Ob-Zaysan region, Ore Altai megatrough and adjacent consolidated structures of Altai Mountains, which have undergone synchronous riftogenic-continental destruction.

Discriminant geochemical diagrams features are caused by similarity between studied basalts and IAB, and also between studied rocks and continental formations. Plume material with less N-MORB (E-MORB) content was the predominant source.

Введение

Рудно-Алтайский мегапрогиб (РАМП) обладает сложной историей геологического развития, включая девонский его этап. Многие особенности этого этапа не прорисованы с достаточной полнотой до настоящего времени. Например, многие авторы отмечали присущую для мегапрогиба латеральную разнонаправленную миграцию вулканизма в девоне, с резкой сменой состава и особенностей его проявления в пределах разнотипных внутренних структур (Кузебный, 1975). Рядом авторов предпринимались попытки выделения отдельных вулкано-тектонических структур в пределах рудных районов, большая часть которых приурочена к его прибортовым депрессионным зонам (прогибам). Однако, полноценного морфоструктурного анализа этих прогибов, формировавшихся по законам именно вулкано-тектонических областей, так и не было проведено.

Не просто обстоит дело с расчленением и формационным статусом девонских вулканитов мегапрогиба, хотя в основе большинства из опубликованных схем лежит принцип выделения вулканических или вулкано-седиментационных ритмов, действительно присущих девонскому вулканизму РАМПа.

Так, в работах (Большой Алтай..., 1998; Чекалин, Дьячков, 2013; Гаськов, 2015) коллеги выделяют: 1) базальт-андезит-риолитовую известково-терригенную формацию (D₁e-D₂gv); 2) базальт-риолитовую (контрастную) известково-кремнисто-терригенную (D₂e-D₂fm); и 3) дацит-андезитовую терригенную островную и мелководную формацию (D₃fm).

В объяснительной записке к геологической карте (Государственная..., 2001) авторы выделяют пять крупных вулканических ритмов в Змеиногорском рудном районе: 1) толщу риолитов верхнемельничной подсвиты (D_2e_1) ; 2) мощную толщу риолитов сосновской свиты (D_2gv_1) ; мощную толщу риолитоидов давыдовской свиты (D_2gv_2) ; 3) мощные потоки и покровы базальтов нижней части каменевской и шипуновской свит (D_2 gv- D_3 fm); 4) продукты локальных вспышек кремнекислого вулканизма пихтовской свиты (D,fm).

Промыслова М.Ю. (2005) выделяет в девонской истории Лениногорского рудного района, смежного с Змеиногорским, два ритма: 1) ранний (D₁e₁- D₂ef); 2) поздний (D₂ef-D₃fm), в пределах которых формировались вулканиты контрастной базальт-риолитовой формации, сходной с формацией континентальных рифтов (Калифорнийского залива, провинции Бассейнов и Хребтов и Аденского залива).

Ю.А. Туркин с соавторами (2010) для территории российского и восточно-казахстанского Рудного Алтая приводит наиболее сложное расчленение девонско-раннекаменноугольных вулканогенно-терригенно-осадочных накоплений. А М.С. Козлов (2015), подводя итог многолетним регионально-геологическим исследованиям РАМП, расчленяет его вулканизм и сопутствующий седиментогенез на следующие стадии: 1) лудловско-эмскую (S₂ld-D₁e₁₋₂); позднего эмса-живета (D₁e- D₂gv); 3) франа-раннего фамена (D₃f-D₃fm₁); 4) среднего фамена-раннего визея (D₃fm₂₋₃-C₁v₁); 5) позднего визея-серпухова (C₁v₂-C₂s).

Как можно видеть, чем шире анализируемая территория РАМП, тем сложнее схемы расчленения девонско-каменноугольных толщ.

Вместе с тем, в ряду рассматриваемых схем заслуживает внимание и работа (Елкин, Сенников, Буслов, 1994), в которой в качестве репера для расчленения разрезов девона-карбона и восстановления истории развития РАМП, были использованы накопления толщ трансгрессивных циклов, доподлинно установленных и детально изученных в разрезах лагунно-континентального девона АССО, начиная с работ М.А. Усова (1936), Н.А. Белякова (1954-1956), А.Р. Ананьева (1962), а также многих других авторов современности, включая одного из авторов настоящей работы (Гринев, 2005, 2007₁₋₂).

В целях поиска оптимального решения данной проблемы мы предприняли исследование, в основу которого было положено прослеживание геологических свидетельств проявления регрессивно-трансгрессивных циклов в пределах Змеиногорского рудного района с выделением и краткой характеристикой морфоструктур, формировавшихся в рамках этих циклов. При этом, учитывая профессиональный высокий авторитет авторов схем расчленения девона, о которых шла речь выше, мы предполагаем, что наблюдаемые разночтения в этих схемах в значительной степени обусловлены процессами латеральной миграции и спецификой вулканизма и седиментогенеза в составных структурах РАМПа, а также хорошо выраженной эволюцией строения и состава вулкано-тектонических структур мегапрогиба от ранних к поздним регрессивно-трансгрессивным циклам его развития.

Анализ проводился на базе геологических карт 1: 50 000 и 1: 200 000 масштабов с заверкой данных космоснимками и маршрутными пересечениями выделенных морфоструктур на местности. Основными итогами анализа геологических материалов явились выводы о том, что каждому отделу девона отвечает свой регрессивно-трансгрессивный цикл, в пределах которых выделяется по два подцикла. Границы циклов близко соответствуют временным границам отделов девона. Для каждого цикла характерен свой тип морфоструктур со свойственными ему рудными субформациями. Для раннего девона наиболее характерны небольшие по масштабам площадные и линейные морфоструктуры, размещенные в прибортовых зонах Змеиногрско-Быструшинского прогиба. Для среднего девона присущи вулкано-тектонические морфоструктуры типа овальных в плане депрессий, смещенных в строну внутреннего пространства прогиба и для верхнего девона установлены овально-вытянутые вулкано-тектонические депрессии, размещенные в осевой зоне прогиба, представленные несколькими крупными вулканическими центрами типа стратовулканов.

На каждом из циклов в пределах района формировался свой тип вулканического, а затем седиментационного палеорельефа, которые в той или иной мере преобразовались морфоструктурам нового цикла, смещенными в сторону осевой зоны прогиба и в направлении с северо-запада на юго-восток. По завершению вулканизма циклов морфоструктуры заметно проседали и нивелировались в рельефе, вкладываясь друг в друга подобно туристическому стаканчику.

В данной статье авторы приводят характеристику вулкано-тектонических раннедевонских морфоструктур района, частично преобразованных в раннеэйфельское и последующее время. В схеме стратиграфии Змеиногорского рудного района они слагаются отложениями подсвит мельничной свиты. В дополнение к морфоструктурному анализу приводится петро-геохимическая аттестация вулканитов, слагающих морфоструктуры.

Основные морфоструктуры эмско-раннеэйфельского времени Змеиногорского района.

На геологической карте масштаба 1:50 000 Змеиногорского рудного района (ОАО «Рудноалтайская экспедиция», 2012) при нарезке перспективных площадей под поисково-разведочные работы были намечены общие контуры нескольких предполагаемых вулкано-тектонических структур, без анализа их строения и возраста. В соответствии с осуществляемой методикой мы провели анализ строения и состава двух из них–Рудничной кальдерно-кольцевой и Карамышевской купольно-кольцевой, которые формировались в течение раннедевонского регрессивно-трансгрессивного цикла и частично преобразовались в начале эйфеля. В стратиграфическом разрезе девона отложения, слагающие морфоструктуры, представлены мельничной свитой, разделенной на две подсвиты (рис. 1).

Рудничная купольно-кальдерная морфоструктура

Нижний девон. Эмс, нижняя подсвита мельничной свиты Важную информацию по строению и взаимоотношениям подсвит мельничной свиты дают полевые наблюдения в пределах рудных полей Змеиногорского, Петровского, Зареченского и Стрижковского месторождений. В значительной части эти взаимоотношения отражены на геологической карте Змеиногорского района масштаба 1:50 000 (ОАО «Рудноалтайская экспедиция», 2012). В частности, речь идет о том, что отложения нижней (эмской) подсвиты мельничной свиты были подвержены весьма существенным и в разных зонах различным, складчато-блоковым дислокациям (рис. 1).

Наиболее интенсивны они непосредственно в прибортовой зоне Змеиногорско-Быструшинского прогиба, трассируемой системой запад-северо-западного Корбалихинского разлома, проходящего по подножью гряды гранитоидных сопок-гг. Мохнатая, Косогор, Кукушка др. В зоне разлома толщи подсвиты смяты в узколинейные крутые складки с наклоном слоев до 70 ° и 80° градусов. Складки осложнены сериями сдвигово-надвиговых дислокаций с падением сместителей на север-северо-восток. Складки такого рода можно наблюдать, например, в обнажении у подножья дамбы рудничной плотины в левом борту р. Змеевки в г. Змеиногорске.

С удалением к северу от зоны узколинейных продольных складчатых дислокаций характер тектонических деформаций подсвиты заметно меняется и становится, главным образом, блоковым, благодаря совокупному проявлению не только запад-северо-западных (продольных по отношению к Змеиногорско-Быструшинскому прогибу), но и серии ортогональных север-северо-восточных сколовых нарушений и вертикальным подвижкам по ним тектонических блоков. Эта своеобразная каркасная система взаимопересекающихся разрывных нарушений наиболее отчетливо проявлена именно в полях развития отложений мельничной свиты в пределах рудных полей перечисленных выше месторождений барит-полиметаллических руд (рис. 1).



Рис. 1. Геологическая карта центральной части Змеиногорского рудного района, с нанесенными на нее контурами выделенных Рудничной (I) и Карамышевской (II) морфоструктур центрального типа (МТЦ). Белые кружки-рудопроявления; крупные – месторождения.



Рис. 2. Таѕ-диаграммы (Na2O+K2O)-SiO2 (a) и K2O-Na2O (б) для вулканитов мельничной свиты. 1-базальты; 2-андезиты-дациты; 3-риолиты.

Благодаря вертикальным перемещениям тектонических блоков по типу клавишных структур здесь, как и в рудных полях других барит-полиметаллических месторождений, на уровень одного эрозионного среза выведены стратифицированные толщи разного возраста и состава и прежде всего нижнемельничной подсвиты и зеленосланцевых метаморфитов, ныне относимых к корбалихинской (S–D₁) толще, ранее считавшихся O-S.

Средний девон. Эйфель, верхняя подсвита мельничной свиты

Нижняя часть верхней подсвиты мельничной свиты в Змеиногорском районе, резко контрастная по составу и строению по отношению к подстилающей нижнемельничной подсвите, представлена существенно туфогенно-вулканогенной толщей-тефроидов, туфов, линзами лав, лавобрекчий, риолитов, риодацитов их субвулканических нагромождений, покровами игнимбритов кислого состава с редкими прослоями туфопесчаников, алевролитов, аргиллитов, часто окварцованных. Мощность подсвиты изменяется от 80 до 250 м. Отложения подсвиты по положению в разрезе датируются концом эмса, началом эйфеля.

Характерно, что низы разреза подсвиты в пределах рудных полей таких месторождений как Змеиногорское, Петровское, Среднее и Зареченское сложены достаточно мощной пачкой белесых пестрых тефроидов кислого состава, которые во время их извержения, по -видимому, имели покровно-площадной характер. Более того в промежутке к югу от Комисского карьера и до дамбы рудничного водохранилища в г. Змеиногорске располагается эллипсообразный в плане «котлован», глубиной около 40-50 метров. С севера, юга и востока он обрамляется, тектоническими блоками нижнемельничной подсвиты, а с запада-горстообразным выступом зеленосланцевых метаморфитов. Дно «котлована» также выстилается породами нижнемельничной подсвиты. Размеры «котлована» составляют по длинной оси 360 м, по короткой 240 м. Исследование прибортовых частей «котлована» показало, что первоначально он был заполнен толщей тонко-, мелкообломочной вулканической тефры пестрой светло-серой окраски кислого состава, соответствующей верхнемельничной подсвите, реликты которой, с характерными несогласными прилеганиями слоев к бортам «котловины», сохранились до настоящего времени.

Анализ космических снимков рудного поля Змеиногорского месторождения показал, что этот «котлован» не только уверенно просматривается на снимках и имеет округлую эллипсообразную форму, но и обрамляется приподнятой в рельефе и хорошо структурно выраженной кольцевой зоной с внешним диаметром 800х600 м. Судя по снимкам за средней кольцевой зоной проявлена и третья (внешняя), которая к периферии постепенно понижается в рельефе. Ее контуры заметно затушеваны улицами и объектами инфраструктуры г. Змеиногорска, но с учетом совокупности признаков угадываются на местности.

Заверка структуры на местности показала, что средняя (приподнятая в рельефе) зона структуры на севере, востоке и юге сложена толщами нижнемельничной подсвиты, а на западе зеленосланцевыми метаморфитами, выведенными на один уровень эрозионного среза с эмскими отложениями. Согласно морфологическим характеристикам данная зонально-кольцевая морфоструктура центрального типа (МЦТ) относится к мелким по масштабу купольно-кальдерным образованиям. Дно кальдеры в настоящее время существенно перекрыто рыхлыми отложениями р. Змеевки и частично горными отвалами Змеиногорского рудника. По совокупности признаков, тем не менее, можно утверждать, что оно не представляет собой жерловину палеовулкана, а является опущенным блоком нижнемельничной подсвиты. Можно также предположить, что в пределах кальдеры во время формирования верхнемельничной подсвиты могли происходить туфогенные извержения.

Первоначально, по-видимому, кольцевая структура имела купольную природу. Об этом свидетельствует строение средней ее зоны, хорошо выраженной в рельефе. Так, на северо-западе, севере и востоке слои нижнемельничной подсвиты характеризуются слабо- и средненаклонным залеганием (от 10-15 до 45°) с падением в направлении периферии купола, который близко соответствует куполообразной брахискладке. С северо-запада и по кругу до юго-востока слои нижнемельничной подсвиты в пределах средней зоны формируют почти ¼ правильного круга. Ядерная часть этой брахиантиклинально-куполовидной складки была подроблена разломами и виде тектонического блока опущена не менее чем на 50-70 м, образовав кальдеру проседания. Следует отметить, что о наличии именно таких кальдерных образований в Рудном Алтае говорил в своих работах В.С. Кузебный (1975).

Строение кольцевой купольно-кальдерной структуры заметно осложнено разрывной тектоникой. Так, ее южная часть (примерно четверть) срезана субширотным разрывным нарушением, представляющим собой ответвление от Корбалихинского регионального разлома, трассирующего юго-западную прибортовую зону Змеиногорско-Быструшинского прогиба. На космоснимке, тем не менее, ее контуры прослеживаются под толщей воды в северной части рудничного водохранилища (плотины). Вдоль западного и восточного бортов кальдеры простираются разломы, уходящие на север-северо-восток за пределы кольцевой структуры и Змеиногорского рудного поля. По их сместителям наблюдаются малоамплитудные подвижки блокового типа. Северные фланги структуры также осложнены серией сближенных субширотных и пересекающих их север-северо-восточных нарушений, по которым толщи глинисто-карбонатной массивнослоистой нижнемельничной подсвиты были вздернуты на разную высоту в виде подробленных тектонических блоков, расположенных гипсометрически выше верхнемельничной подсвиты.

Описанная купольно-кальдерная кольцевая структура весьма примечательна тем, что на ее северных флангах расположено широко известное Змеиногорское месторождение, разрабатывавшееся с 1747г. до середины XX века. Месторождение приурочено к подробленному тектоническому блоку нижнемельничной подсвиты, слагающему северную часть, средней кольцевой зоны. Ограничивающие этот блок с севера зоны дробления залечены серией мощных субвертикальных баритовых жил, часть из которых несет барит-полиметаллическое, существенно медное, оруденение. Тектонические глыбы северной периферии блока ступенеобразно опущены, мелко подроблены и, наряду с разделяющими их межблоковыми брекчиями, являются вместилищем цементирующего их барит-сфалеритового штокверково-жильного оруденения, выходящего на поверхность в пределах Комисского карьера.

В западном борту Комисского карьера хорошо видны несогласные взаимоотношения грубо- и массивно-слоистой известковисто-алевролитовой нижнемельничной подсвиты, подробленной тектоникой, и перекрывающиеся с угловым несогласием мелко-ритмичными, существенно туфогенными, белесыми и площадными слоями кислого состава низов верхнемельничной (эйфельской) подсвиты. Отложению верхнемельничной подсвиты предшествовала существенная тектоническая перестройка, и клавишно-блоковые деформации нижнемельничной подсвиты со сменой режима седиментации с лагунно-морского площадного осадкообразования на субаэральный вулкано-тектонический.

Верхняя часть верхнемельничной подсвиты также не согласно перекрывает нижнемельничную и в пределах Змеиногорского района слагается алевролитами, известковистыми аргиллитами, прослоями известняков, песчаников, туфопесчаников, риолитов и их туфов субаквального лагунно-морского и морского происхождения. Характеризуется хорошо выраженной слоистостью и значительными вариациями мощностей (130-770 м) отложений, перекрывающих расчлененный вулканический рельеф, предшествовавший накоплению верхнемельничной подсвиты.

Толщи подсвиты палеонтологически датируются эйфелем, соответствующим мамонтовскому горизонту.

В строении купольно-кальдерного Рудничного комплекса толщи верхней подсвиты мельничной свиты занимают вполне определенное положение и слагают ее внешнюю (третью от кальдерного центра) и наиболее широкую зону по площади зону. В целом поле ее распространения образует почти полный и правильный полукруг, который в северо-восточном секторе частично надстроен тектоническими блоками, слагаемыми вулканитами сосновской и ясно слоистыми аргиллит-алевролитами заводской свиты. Площадь этого полукруга почти полностью застроена улицами и инфраструктурой г. Змеиногорска. С учетом внешней зоны радиус купольно-кальдерного комплекса составляет около 3 км. В пределах полукруга верхнемельничная подсвита характеризуется в целом брахиантиклинальным строением с падением слоев в сторону периферии кольцевого комплекса в северных и северо-восточных румбах.

Примечательно, что внешние контуры этого полукруга трассируются надвигом с крутым падением сместителя также в сторону обрамления кольцевой структуры. С внешней (север-северо-восточной) стороны этот надвиг в свою очередь обрамляется неширокой и выклинивающейся на востоке полосой сложенной вздернутыми тектоникой блоками нижне- и верхнемельничной подсвит. В плане эта полоса, шириной около 400-600 м, повторяет полукольцевую форму надвига. Толщи полосы несогласно надвинуты как на отложения верхнемельничной подсвиты, так и на расположенные здесь небольшие тектонические блоки сосновской и заводской свит. Углы наклона слоев верхнемельничной подсвиты, в полосе обрамляющей надвиг, составляют в основном от 50 до 65°, в отдельных блоках до 20°.

Судя по общей структурно-геологической ситуации, обрамляющий купольно-кальдерную структуру надвиг первоначально являлся кольцевым разломом, ограничивающим по простиранию внешнюю зону морфоструктур.

В строении купольно-кальдерного комплекса существенное строение играют интрузивно-магматические образования-штоки, силлы, дайки. Они слагают значительную часть просевшего кальдерного блока структуры, а также ее внешней зоны. В совокупности выходы этих пород имеют согласные и субсогласные отношения с элементами строения кольцевого комплекса. По составу среди них доминируют породы кислого состава (риолиты мельнично-сосновского комплекса раннего-среднего девона) при незначительном участии базитов.

В строении МТЦ следует отметить достаточно активную роль разломной эпитектоники. Сравнительно протяженными разрывами север-северо-восточного простирания кольцевая структура рассечена на ряд субпараллельных блоков, особенно в пределах ее Змеиногорского сектора. При этом характерно, что за пределами зоны надвига, опоясывающего кольцевой комплекс, девонские толщи дислоцированны на порядок более густой сетью разрывных нарушений север-северо-восточного простирания, нежели сама Рудничная морфоструктура.

Карамышевская купольно - кольцевая морфоструктура. В направлении на северо-запад от Рудничной морфоструктуры, поле развития толщ мельничной свиты заметно сужается и в пределах рудного поля Петровского месторождения (расположено в 4 км к северо-западу от Змеиногорска) представляет собой полосу шириной около 500-700м. Далее в том же направлении оно вновь существенно расширяется с образованием полукруга подобного Змеиногорскому, но с выпуклостью уже не на северо-восток, а на юго-запад. По длинной оси этот полукруг, начиная от Петровского месторождения, протягивается примерно на 10 км при максимальной ширине около 4-5 км. Радиус этого полукруга составляет в пределах 5 км. Примечательно, что это поле развития мельничной свиты в целом характеризуется максимальной насыщенностью точками минерализации, рудопроявлениями и месторождениями барит-полиметаллической субформации.

При общем полукольцевом структурном плане данного поля развития мельничной свиты, обозначенном как Карамышевское, его внутреннее строение по ряду признаков отличается от Рудничного. С определенной долей условности здесь также выделяются периферическая, средняя, и внутренняя зоны строения обнаженного полукруга морфоструктуры, но с заметно иными морфоструктурными характеристиками, нежели у Рудничной МЦТ. Так, периферическая и здесь наиболее узкая зона слагается периодически выклинивающимися по простиранию удаленно-линзовидными в плане выходами нижнемельничной подсвиты, существенно осложненными складчато-разрывными дислокациями и малоамплитудными сдвиго-надвигами Корбалихинского разлома, трассирующего прибортовую зону Змеиногорско-Быструшинского прогиба (рис. 1). Ширина полукольцевой зоны варьирует от нуля до первых сотен метров и во многих местах сорвана разрывной тектоникой. Породы нижнемельничной подсвиты на всем протяжении трансгрессивно или тектонически контактируют с зеленосланцевой толщей метаморфитов корбалихинской свиты (O-S) и локально, по разломам, с гранитоидами Змеиногорского комплекса в районе группы Карамышевских рудопроявлений. Средняя полукольцевая зона слагается толщами верхней подсвитѕ мельничной свиты, которые в совокупности образуют полукольцевую брахисинклиналь, шириной от 1 до 2 км. Внутренняя зона морфоструктуры, существенно осложненная разрывной тектоникой и горстообразно приподнята по отношению к внешней и средней зонам. Она слагается совокупностью блоковых выступов зеленосланцевых метаморфитов, частично трансгрессивно перекрывающими их толщами нижнемельничной подсвиты площадного типа и серией останцов эрозии верхнемельничной подсвиты. На современном эрозионном срезе внутренняя зона ограничена со всех сторон ортогонально пресекающимися север-северо-восточными и запад-северо-западными разломами, нарушающими ее кольцевую форму. Вследствие этого в плане она выглядит как почти правильный прямоугольный тектонический блок, подробленный внутри диагональными и субширотными разрывами на мозаику более мелких блоков. Морфологически в современном эрозионном срезе этот блок выражен в виде отпрепарированной выветриванием покатой и плоской высоты, обрамленной с востока, юга и юго-запада пониженными полями развития толщ верхней подсвиты мельничной свиты. По формальным признакам Карамышевская морфоструктура может быть аттестована как купольно-кольцевая МЦТ с радиусом около 5 км.

В строении обнаженной части морфоструктуры заметную роль играют интрузивно-субвулканические образования, особенно обильные в пределах средней полукольцевой зоны. По составу среди них доминируют риолитоиды условно относимые к нижне- среднедевонскому мельнично-сосновскому комплексу. В меньшей степени развиты базальты. Те и другие образуют штоки, силы, дайки согласные и субсогласные со структурой вмещающих их стратифицированных толщ (рис. 1).

Центральная зона заметно меньше насыщена небольшими выходами интрузивно -субвулканических образований. Примечательно, что, согласно геологической карте масштаба 1: 50 000, в строении средней зоны морфоструктуры участвуют несколько сравнительно крупных выходов крупнопорфировидных гранитоидов, относимых к Змеиногорскому комплексу. Они прорывают как толщи зеленосланцевых метаморфитов, так и породы подсвит мельничной свиты.

Системой субпараллельных север-северо-восточных и запад-северо-западных эпитектонических разломов и в меньшей степени, осложняющих их, диагональных (северо-восточных) нарушений, Карамышевская морфоструктура разбита на совокупность разноперемещенных по вертикали прямоугольных и треугольных блоков. С севера, северо-востока полукруг морфоструктуры ограничен субширотным Беспаловским разломом.

Следует отметить, что на западе внешняя и средняя зоны кольцевой морфоструктуры имеют естественное замыкание слоев нижне- и верхнемельничной подсвит брахисинклинального типа, тогда как на востоке, юго-востоке они сильно сужены по ширине, но разомкнуты в сторону смежной Рудничной морфоструктуры.

Северная половина Карамышевской МЦТ обнажена лишь частично. Большая ее часть перекрыта более молодыми толщами среднедевонских сосновской и заводской свит. Слагающие ее слои нижне-, и верхнемельничной подсвит одноименной свиты выстилают низы разреза Змеиногорско-Быструшинского прогиба и погружаясь на север достигают его осевой зоны, где частично срезаются субширотным (запад-северо-западным) Беспаловским региональным разломом сбросо-надвигового типа.

Следует отметить, что на Государственной геологической карте масштаба 1: 200 000 (2001) Карамышевская МЦТ обозначена в качестве Воронежской синклинали, а на геологической карте центральной части Змеиногорского рудного района масштаба 1: 50 000 (ОАО «Рудноалтайская экспедиция») 2012 года, она выделена по геофизическим данным как предполагаемая вулкано-тектоническая структура.

В пределах северо-западного сектора Карамышевской МЦТ и к западу от него верхнемельничная подсвита имеет широкое площадное развитие, хотя и подроблена блоковой тектоникой. Ее выходы в виде приразломных ядер складок, а также останцов в сравнительно крупных гранитоидных массивах наблюдаются как в осевой зоне Змеиногорско-Быструшинского прогиба, так и в пределах его север-северо-восточного крыла. Это говорит о том, что верхнемельничная подсвита в первоначальном виде скорее всего выстилала здесь всю площадь прогиба. Вместе с тем в пределах северо-западных флангов Карамышевской МЦТ ширина прогиба заметно сужена и обладает сокращенной мощностью нижне-срденедевонских толщ, вследствие приподнятости фундамента, образующего своеобразную седловину.

Вещественный состав вулканитов мельничной свиты Петрохимический состав вулканитов

Согласно ограниченному количеству химических анализов, выполненных методом РФА (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), породы нижней и верхней подсвит мельничной свиты характеризуются довольно пестрым составом. В нижнемельничной подсвите, наряду с терригенно-осадочными толщами, в разных местах Змеиногорского района обнажаются основные и средние вулканиты и их туфы. Согласно классификационной диаграмме (Na₂O+K₂O)-SiO₂ среди базальтоидов нижней подсвиты различаются трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, толеитовые базальты, андезиты. Среди пород кислого состава слагающих в основном верхнемельничную подсвиту присутствуют трахидациты, дациты, а также доминирующие риолиты, реже субщелочные риолиты (рис. 2 а). Среди базальтов большая их часть попадает в поле субщелочных пород, а среди средних и кислых- пород - в поле толеитовых образований. По типу щелочности породы относятся к натровым (основные, средние), кали-натровым и, частично, к калиевым (средние-кислые). Последние обычно представлены сваренными туфами кислого состава (рис. 2 б)

Породы в целом характеризуются пониженной титанистостью, умеренной глиноземистостью, железистостью, низкой и средней известковистостью и магнезиальностью. Хотя в одном из анализов базальтов содержание магнезии составляет 12.09%.

Геохимические особенности пород

Общий геохимический анализ вулканитов проводился методом ICP-MS в ЦКП «Геохимии природных систем» НИ ТГУ. Согласно полученным аналитическим данным наиболее яркими геохимическими чертами проанализированных пород являются сравнительно высокие содержания (в г/т): Sc (5.32-26.73), Ti (272.0-3661.26), V (7.34-172.88), Mn (90.18-771.56). Co, Ni, Cu и Zn характеризуются низкими и средними (не выше 87 г/т), Ba>Sr, с содержаниями Ba 93.16-653.75 г/т, Zr варьирует от 34,71 до 139,62 г/т. Породы низкониобиевые с низким содержанием РЗЭ (La 1.57-18.82 г/т, Ce 4.41-38.73 г/т, Lu 0.16-0.56 г/т). Вместе с тем отмечается повышенное содержание Bi (19.27-289.46 г/т) и Th (2.41-7.35 г/т).

Отстороенные по этим данным мультиэлементные спайдерграммы свидетельствуют о близком генетическом родстве вулканитов и невысокой степени их дифференциации по содержанию микроэлементов (в пределах полупорядка). Наиболее яркими отрицательными пиками микроэлементов на спайдерграмме являются пики Nb и Ta, Sr и Ti. Явных пиков положительных значений для микроэлементов не наблюдается. Наиболее повышенные содержания относительно примитивной мантии характерны для литофилов, особенно группы LILE Cs, Rb, Ba, Th, U, La, Ce, Pr и Nd и в меньшей степени HFSE (рис. 3а).

Сравнение графиков распределения микроэлементов пород с известными геохимическими реперами (N-MORB, OIB, IAB) свидетельствуют о наибольшей их близости к породам островных дуг, за исключением отсутствия положительного пика Sr у базальтов IAB и широкого разброса содержаний Cs, Rb, Ba, Th и U, заметно отличающих их от вулканитов IAB (рис. 3). Кроме того, при общем сходстве рисунка спектров распределения микроэлементов с IAB следует отметить, что элементы группы LILE у части пород выше этого репера, а у группы HFSE и REE заметно ниже.

При анализе графиков распределения РЗЭ в анализируемых породах выявляются следующие геохимические особенности. В целом, графики конформны друг другу, что подчеркивает их генетическое родство. Для всех пород проявлена хорошо выраженная Еu аномалия. Весьма характерной чертой распределения РЗЭ является практически одинаковое содержание средних и тяжелых РЗЭ, а также их низкие содержания. Почти все породы по содержанию РЗЭ занимают положение ниже реперной линии IAB. Лишь легкие лантаноиды (La, Ce, Pr, Nd) на пол порядка превышают содержания средних и тяжелых (рис. 36).



Рис. 3. а-мультиэлементная спайдерграмма; б-спайдерграмма для РЗЭ для пород мельничной свиты.





Рис. 4. Диаграммы Th-Hf-Nb, Zr-Nb-Y, La-Y-Nb для базальтов мельничной свиты. Поля на диаграммах а - по (Wood, 1980); б - по (Meschede, 1986); в - по (Cabanis, Lecolle, 1989).



Рис. 5. а,б Положение вулканитов мельничной свиты Змеиногорского рудного района на диаграммах парных отношений микроэлементов La/Yb-Zr (a); Nb/Y-Zr/Y (б) относительно средних составов продуктов подлитосферного магмообразования. Поля магматических источников по (Sun, McDonough. 1989; Condie, 2005). N-MORB – срединно-океанических хребтов (обогащенных редкими литофильными элементами; OPB – океанических плато; PM – примитивной мантии; OIB – океанических островов; IAB – островных дуг.

В совокупности отмеченные особенности геохимического состава пород свидетельствуют о том, что, при определенной близости к породам IAB, полного тождества с ними у них не наблюдается. А по содержанию таких элементов как Cs, Rb, Ba, Th и U значительная часть этих пород превышает значения характерные даже для базальтов ОІВ. По-видимому, в их образовании была задействована совокупность мантийно-коровых процессов, включая процессы рециклинга более древних метаморфических толщ, слагающих основание земной коры.

Геодинамика и источники вещества вулканитов

Согласно литературным данным многие исследователи считают, что девонский вулканогенно-осадочный комплекс РАМП сформировался в условиях энсиалической островной дуги (Дистанов, Гаськов, 2000; Владимиров и др., 2003 и др.).

Другие исследователи определяют положение мегапрогиба в качестве фронтальной зоны девонского активно-окраинно-континентального вулкано-плутонического пояса (Туркин, 2010, Владимиров и др, 2016). М.Ю. Промыслова (2005), Г.Н. Щерба и др. (1984), Г.Ф. Яковлев (1984) высказывались в пользу формирования девонских вулканитов РАМП в обстановке рифтогенеза на окраине Сибирского палеоконтинета.

Применение дискриминантных тройных геохимических диаграмм для раннедевонских базальтов Змеиногорского руд-

ного района позволяет сделать следующие выводы, касающиеся геодинамических условий их формирования (рис. 4 а,б,в).

На диаграмме Zr-Nb-Y (рис. 4 а) фигуративные точки базальтов попадают в сектор базальтов островных дуг (сектор D), располагаясь вблизи вершины Th тройной диаграммы.

На диаграмме Zr-Nb-Y (рис. 4 б) фигуративные точки базальтов ложатся в сектор С тройной диаграммы (сектор пород N-MORB), свидетельствуя тем самым об их происхождении в обстановках близких срединно-океаническим хребтам и производным примитивной мантии.

Диаграмма La-Y-Nb (рис. 4 в) показывает, на то, что часть изученных базальтов попадает в поле островодужных известково-щелочных базальтов, а другая большая часть в поле континентальных образований, близок к полю базальтов задуговых бассейнов.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что геодинамическая обстановка формирования нижнедевонских базальтов района была близка зоне сочленения консолидированного континента и островной дуги с непосредственным участием вещества мантии, в ходе процессов выплавления исследуемых базальтов. Вопросы источников вещества, решаемые посредством геохимических диаграмм, свидетельствуют о следующем. Так, на диаграмме La/Yb-Zr/Nb (рис. 5 а), с нанесенными на нее реперами источников N-MORB, E-MORB, OIB и IAB, фигуративные точки составов пород изученной базальт-андезит-дацит-риолитовой серии, имеющей толеитовый и субщелочной тренды дифференциации (рис. 2 а), уверенно ложатся в поле влияния источника обогащенной мантии (E-MORB), и в виде расходящегося шлейфа фигуративных точек, протягиваются в направлении поля N-MORB не достигая его.

На диаграмме Nb/Y-Zr/Y (рис. 5 б), позволяющей различать плюмовые и внеплюмовые источники вещества, фигуративные точки составов изученных пород ложатся в пределах влияния полей РМ и OPB, относимых к производным мантийных плюмов.

Таким образом, на основании имеющихся у нас ограниченных аналитических данных, тем не менее, прорисовывается картина предполагаемого взаимодействия обстановки, близкой к островным дугам с континентом, при активном участии плюмтектоники. Подобные обстановки описаны в зарубежной и отечественной литературе, например, в работах (Ярмолюк, Коваленко, 2003; Ярмолюк, Кузьмин, Воронцов, 2013 и др.).

Основные выводы:

 По совокупности данных эмская нижнемельничная подсвита, представленная в основном терригенно-осадочными толщами лагунно-морского происхождения с подчиненной ролью вулканогенно-туфогенных накоплений основного, среднего и кислого составов должна быть выделена из состава мельничной свиты. Она представляет собой заключительную часть регрессивно-трансгрессивного подцикла.

2. Наиболее полная история проявления раннедевонской истории РАМПа и ближайшего его обрамления восстанавливается с учетом данных по Коргонскому рифтогенному прогибу, сочлененному с мегапрогибом в единый структурный узел, а также с учетом данных по юго-восточной части РАМ-Па (Уваров, Лихачев, 1998; Туркин, Федак, 2008; Козлов, 2015). В раннем девоне в Коргонском прогибе зафиксировано формирование холзуно-ергольского и кумирского трансгрессивно-регрессивных подциклов раннедевонского цикла. Судя по составу отложений нижнемельничная подсвита соответствует кумирской свите эмса. Тогда как, ергольской свите (лохков-прага), представленной андезит-базальт-андезибазальтовым комплексом вулканитов (лавы основного, реже среднего состава, их туфы редко дациты, при резко подчиненном количестве осадочных пород, приуроченных к верхам разреза) следует искать в низах нижнедевонских разрезов, не вскрытых эрозией, а также в обнажениях нижнего девона Курчумско-Маркакольского сегмента РАМПа. Нижненемельничная подсвита Змеиногорского района, судя по совокупности данных, представляет собой трансрессивную стадию верхнего подцикла раннего девона.

3. Важной особенностью распространения нижнемельничной подсвиты в исследованном районе являются ее линейно-площадной характер. Она образует совокупность линейных полос, чередующимся с овально-площадными ареалами, два из которых определены авторами в качестве вулкано-тектонических МЦТ. Учитывая прибортовое расположение подсвиты в пределах Змеиногорско-Быструшинского прогиба и приуроченность ее к наиболее масштабному глубинному Корбалихинскому разлому запад-северо-западного простирания, осложненному сдвиго-надвиговыми дислокациями и разбитому на сегменты поперечными север-северо-восточными разломами, пространственная локализация выделенных МЦТ выглядит вполне закономерной. Она обусловлена узлами пересечения зон продольных

и поперечных разломов и связанных с ними дислокаций. В подобных узлах интенсивному дроблению на мелкие блоки и поднятию на уровень эрозионного среза подвергались толщи зеленых сланцев, которые по данным аргон-аргонового метода датируются возрастом 436,6±5,3 млн. лет, что соответствует границе О и S (Гринев и др., 2016). Анализ был выполнен в лаборатории ИГМ СО РАН г. Новосибирска А.В. Травиным.

4. Заложение и формирование основных структурных элементов Рудничной и Карамышевской МЦТ произошло в рамках раннедевонских регрессивно-трансгрессивных подциклов. В конце эмса, начале эйфеля толщи нижнемельничной подсвиты подверглись существенным дислокациям, особенно интенсивным в зоне влияния Корбалихинского глубинного разлома, а затем были вовлечены в активный эксплозивный вулканизм кислого состава, в ходе которого сформировались нижняя часть разреза верхнемельничной (эйфельской) подсвиты мельничной свиты.

5. Проведенные палеореконструкции, помимо регионального структурно-тектонического значения, имеют прямое отношение к контролю и особенностям формирования месторождений золото-серебряной барит-полиметаллической субформации Змеиногорского рудного района. К выделенным Рудничной и Карамышевской МЦТ приурочена подавляющая часть многочисленных рудопроявлений и месторождений данной субформации, отображенных на рис. 1 (Бестемьянова, Гринев, 2016).

6. Формирование МЦТ и приуроченных к ним рудопроявлений и месторождений, судя по представленным в работе петро-геохимическим данным, происходило в ходе процессов деструкции консолидированной догерцинской земной коры региона нарождающимся структурами герцинского палеоокеана. РАМП занимал пограничное положение между формирующимся океаническими структурами Обь-Зайсанской складчатой области герцинид и синхронно формирующимися структурами Тувинско-Минусинско-Западносибирского континентального рифта, имеющего плюм-рифтогенную природу. Видимо, по этой причине РАМП на разных этапах развития имел характеристики то структур активных континентальных окраин, то черты, сходные с континентальными рифтами (Гринев, 2007₁₋₂; Гринев, 2014; Гринев и др. 2016 и др.).

Список литературы:

- Большой Алтай (геология и металлогения). Геологическое строение. Кн. 1. Под ред. Щерба Г.Н. Алма – Ата: РИО ВАК РК, 1998. – 304 с.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. – 2003. –Т. 42. –№ 8. – С. 1321-1338.
- Гаськов И.В. Особенности развития колчеданных рудно-магматических систем в островодужных обстановках Рудного Алтая и Южного Урала // Литосфера. – 2015. – № 2. – С. 17-39.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-44-ХІ (Змеиногорск). Объяснительная записка (Мурзин О.В., Чекалин В.М., Сыроежко Н.В. и др.). Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 174 с.
- Гринев О.М. Эволюция взглядов на геологическое строение Алтае-Саянской складчатой области и девонский этап ее развития // Материалы V Всероссийский петрографической конференции «Петрология магматических и метаморфических комплексов». – Томск: Изд-во ТГУ,

2005. - C. 168-181.

- Гринев О.М. Рифтовые системы Сибири: методология изучения, морфотектоника, минерагения. – Томск: STT, 2007. – 434 с.
- Гринев О.М. Тувинско-Минусинско-Западносибирская рифтогенная система: геология, морфотектоника, минерагения // Вестник ТГУ. – Томск: Изд-во Томск. ун-та, 2007. – №299. – С. 185-193.
- Гринев О.М. Морфотектоника и магматизм западномонгольско-горноалтайско-кузнецкой зоны девонских депрессий – составной части тувинско-минусинско-западносибирской рифтовой системы. Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинимика и металлогеническое прогнозирование Материалы Второго Российско-Казахстанского международного научного совещания. – 2014. – С. 37-39.
- Гринев О.М., Котельников А.Д., Каплун М.В., Гринев Р.О. Плюм-рифтогенная раннедевонская ассоциация вулканитов таштыпского района минусы. Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинимика и металлогения. Материалы третьей международной научной конференции. – 2016. – С. 60-62.
- Бестемьянова К.В., Гринев О.М. Барит-полиметаллическое оруденение е Змеиногорского рудного района и его генетические аспекты. Материалы всероссийской конференции с международным участием Петрология магматических и метаморфических комплексов VIII. – Томск. – 2016. — С. 36-44.
- Дистанов Э.Г., Гаськов И.В. Металлогеническая зональность среднепалеозойской континентальной окраины Северо-Западного Алтая // Металлогения и геодинамика Урала. Тез. Докл. III Всеуральского металлогенического совещания. Екатерибург. 2000. С. 23-25.
- Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М. и др. Палеогеографические реконстркуции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35.– С. 118-144.
- Козлов М.С. Условия формирования Рудноалтайской металлогенической провинции // Геология рудных месторождений. – 2015. – том 57, № 4. – С. 299-326.
- 14. Корреляция и геодинимическая интерпретация магматических событий и оруденение Южного Урала и Алтая (средний-поздний палеозой) / Владимиров А.Г., Косарев А.М., Ханчук А.И., Салихов Д.Н., Крук Н.Н., Сафонова И.Ю., Гаськов И.В., Дьячков Б.А., Хромых С.В., Куйбида М.Л., Серавкин И.Б., Гертнер И.Ф., Анникова И.Ю., Котлер П.Д., Рахимов И.Р., Кузьмина О.Н., Ойцева Т.А. [Научн. ред. Академик РАН Ханчук А.И.]. Новосибирск: Препринт № 1/16. Изд. ИГМ СО РАН, 2016. 51 с.
- 15. Кузебный В.С. Магматические формации Юго-Запад-

ного Алтая и их металлогения // Наука. - 1975. - С. 342.

- Промыслова М.Ю. Геодинимические условия образоввния девонской рудоносной базальт-риолитовой формации Лениногорского горнорудного района (Рудный Алтай): дис. канд. геол.-минер. наук. – Москва, 2005. 152 с.
- Туркин Ю.А. Особенности тектонического строения и геотектоническая позиция Рудного Алтая // Природные ресурсы Гонного Алтая: сборник научных трудов, вып. 2, Горно – Алтайск. – 2010. – С. 55–70.
- Туркин Ю.А., Федак С.И. Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая / под научной ред. В.М. Исакова. – Томск. – 2008. – 460 с.
- Уваров А.Н., Лихачев Н.Н. Стратиграфия раннедевонских отложений Коргонского прогиба // Материалы конференции «Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Томский гос. ун-т. – 1998. – Т.1. – С. 322-324.
- Чекалин В.М., Дьячков Б.А. Рудноалтайский полиметаллический пояс: закономерности распределения колчеданного оруденения // Геология рудных месторождений. – 2013. – Т. 55, № 6. – С. 513-532.
- Щерба Г.Н., Дьячков Б.А. Нахтигаль Г.П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы. 1984. Алма-Ата: Наука. 238 с.
- Яковлев Г.Ф. Вулканогенные структуры месторождений полезных ископаемых. М.:Недра. 1984. 208 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. – 2003. –Т.11. – № 6. – С. 556-586.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А. Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 12. – С. 1831-1850.
- Cabanis B., Lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et / ou contamination crustle. // C.R. Acad. Sci. Ser. 1989. V. 309. P. 2023-2029.
- Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos, 2005, v. 79, p. 491—504.
- 27. Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeites with the Nb-Zr-Y diagram // Chemical Geol. 1986. Vol. 56. P. 207-218.
- Pearce J.A. and Norry M.J. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks // Contrib. MNineral, and Petrol. 1979. Vol. 69. P. 3347.
- 29. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Teriary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 50. P. 11-30.

ГЕОЛОГИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ БАЗАЛЬТ-ТРАХИТОВОЙ СЕРИИ РАННЕГО ДЕВОНА САРАЛИНСКОГО ГРАБЕНА (ХАКАСИЯ)

Гринёв О.М., Гринёв Р.О., Богородов А.А., Адылбаев Р.Р.

Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск tomskgrom@yandex.ru, judestone@yandex.ru, ruslan_ggf@mail.ru, tomaleks@list.ru

В статье уточняется структурно-тектоническая позиция Саралинского грабена. Определяется, что он, наряду с расположенным к югу Балыксинским грабеном и расположенным к северу Горячегорским вулканическим плато, являются связующими структурными звеньями между Кузнецко-Алатауской щелочной провинции со смежным Минусинским прогибом. В раннем девоне щелочная провинция формировалась как сводово-глыбовая структура («плечо» рифта), а Минусинский прогиб как депрессия с доминирующим в нем вулканизмом. Границей между этими положительной и отрицательной структурами являлся глубинный Балыксинско-Саралинский разлом.

В стратиграфическом разрезе грабена выделяется нижняя молассоидная часть (устькундустуюльская толща), средняя трахибазальтоидная толща (базырская) и верхняя проблематичная ашпанская толща, в составе которой помимо анальцимовых базальтов рассматриваются крупная экструзивно-субвулканическая куполовидная постройка трахитов.

По петрографическому и вещественному составу вулканиты грабена представлены доминирующей базальт-трахитовой сериями в составе базаниты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты. Ограниченно представлены породы серии базальт-андезибазальт-андезит. Редко встречаются фоидиты.

Геохимические данные свидетельствуют о генетическом родстве вулканитов изучаемой серии. Геохимически они явно специализированы на Sc, Ti, Zn, Zr, Th, U, Mn и P. По содержаниям некоторых их этих элементов породы, возможно, обладают промышленным потенциалом.

В геодинамическом и генетическом планах грабен и его вулканиты формировались в ходе плюм-тектонических процессов с участием мантийного плюмажа, обогащенной мантии и процессов рециклинга этих образований веществом консолидированной PR-PZ1 коры.

GEOLOGY AND MATERIAL COMPOSITION OF THE BASALT-TRACHITE SERIES OF THE EARLY DEVONIAN SARALIN GRABEN (KHAKASSIA)

Grinev O.M., Grinev R.O., Bogorodov A.A., Adylbaev R.R.

National Research Tomsk State University, Tomsk tomskgrom@yandex.ru, judestone@yandex.ru, ruslan_ggf@mail.ru, tomaleks@list.ru

The article clarifies the structural-tectonic position of the Saralin graben. It is determined that, along with the Balyksinsky graben located to the south and the Goryachegorsky volcanic plateau to the north, they are the connecting structural links between the Kuznetsk-Alatau alkaline province and the adjacent Minusinsk trough. In the early Devonian, the alkaline province was formed as a vaulted-block structure (the "shoulder" of the rift), and the Minusinsk deflection as a depression with the dominant volcanism in it. The boundary between these positive and negative structures was the deep Balyksinsko-Saralinsky fault.

In the stratigraphic section of the graben, the lower molassoid part (Ustkundustylskaya stratum), the middle trachybasaltoid stratum (Bazarskay) and the upper problematic Ashpanian stratum are distinguished. In addition to analcime basalts, a large extrusive-subvolcanic dome-shaped construction of trachytes is considered.

By petrographic and material composition, volcanites of graben are represented by the dominant basalt-trachyte series in the composition of basanites, trachybasalts, trachyandesites, trachytes. The rocks of the basalt-andesibasalt-andesite series are limited. Foidites are rare.

Geochemical data indicate the genetic relationship of the volcanics of the studied series. Geochemically, they are clearly specialized in Sc, Ti, Zn, Zr, Th, U, Mn and P. According to the content of some of these elements, the rocks may have an industrial potential.

In geodynamic and genetic plans, graben and its volcanics were formed during plume-tectonic processes involving mantle plume, enriched mantle, and recycling processes of these formations with the substance of the consolidated PR-PZ1 cortex.

Введение

Изучение Саралинского грабена представляется актуальным по ряду причин: 1) Этот грабен, наряду с другими грабенами северо-восточной части Кузнецкого Алатау (Растайским и Талановским), является самым крупным и находится с ними в едином структурном парагенезисе (рис. 1); 2) Вместе с расположенным севернее Горячегорским вулканическим плато, Саралинский грабен является связующим структурным звеном между составными частями широко известной Кузнецко-Алатауской вулкано-плутонической щелочной провинции, представленной вулканогенно-терригенными толщами раннедевонских молассоидов перечисленных грабенов и плато, совокупностью щёлочно-габброидных плутонов, а так же связанных с ними и автономных протяженных роёв и поясов даек щелочных пород (Гринёв, 1990); 3) Саралинский грабен и Горячегорское вулканическое плато являются составными структурами Северо-Минусинской впадины и тем самым прямо свидетельствуют о пространственно-временной и структурной связи магматитов и структур Кузнецко-Алатауской провинции с Минусинским прогибом, который в свою очередь является самой крупной структурой осевой депрессионной зоны Тувинско-Минусинско-Западно-Сибирской рифтогенно-континентальной системы (Гринёв, 2007, 2); 4) Вместе с Балыксинским, Саралинский грабен трассирует Балыксинско-Саралинский глубинный разлом, являющийся субмеридиональным ответвлением от Кузнецко-Алатаусского трансрегионального линеамента, простирающегося в осевой зоне Кузнецкого Алатау. Эта ветвь разлома рассекает выступы байкалид (R₂, V), салаирид, а также содержит линзовидные фрагменты офиолитов. 5) Вулканиты грабена представлены базальт-трахитовой серией пород, считающийся одним из индикаторов структур континентальных рифов. В северной части грабена присутствует крупное экструзивно-субвулканическое тело трахитов, тогда как в других грабенах района трахиты присутствуют главным образом в виде даек; 6) Саралинский грабен является частью одноименного рудного района, в котором расположены крупные месторождения коренного (золото-сульфидно-кварцевого типа и типа Карлин) и россыпного золота, медно-молибденовых руд, перспективные рудопроявления других полезных ископаемых. Ряд месторождений и рудопроявлений расположены в непосредственной близости или даже в прибортовых частях грабена.

Специализированному петро-геохимическому изучению вулканиты грабена, а также другие вулкано-тектонические структуры Кузнецко-Алатаускоой провинции не подвергались, в отличие от пород щёлочно-габброидных плутонов, которые планомерно изучаются – О.М. Гринёвым, И.Ф. Гертнером, В.В. Врублевским и другими сотрудниками геолого-географического факультета ТГУ (Покровский и др., 1991; 1998; Врублевский и др., 2013, 2014, 2016).

В настоящем сообщении авторы приводят краткую геологическую характеристику Саралинского грабена и первые результаты геохимического изучения его магматитов. Более подробную информацию по геологии грабенов можно посмотреть в работах (Мустафин и др., 1966; Крюков и др., 1969; Турченко, 1975; Гринёв, 1994).

Краткая характеристика геологии Саралинского грабена

Структурно-тектоническая позиция. Тектоническое положение Саралинского грабена и его прямого аналога Балыксинского грабена, определяется их приуроченности к зоне глубинного Балыксинско-Саралинского разлома, имеющего сложное строение в виде «расслоения» на расходящиеся и сходящиеся ветви, и осложняющие их нарушения. В структурном плане зона этого разлома является западной границей Минусинского межгорного прогиба. По этому разлому от осевой зоны Кузнецкого Алатау отсекается Батенёвский кряж, который вместе с Белыкским выступом делит на две половины Минусинский прогиб – Северную и Южную. При этом Саралинский грабен своей южной частью структурно сочленяется с юго-западной оконечностью Северо-Минусинской впадины, а Балыксинский с такой же оконечностью Южно-Минусинской впадины, подчеркивая тем самым их единство с Минусинским прогибом.

В плане Саралинский грабен имеет линейно вытянутую линзообразную форму. Его южная, наиболее протяжённая, часть постепенно сужается до полного выклинивания. В районе верхнего течения р. Чёрный Июс грабен испытывает коленообразный перегиб. Северная и средняя части грабена наиболее расширены, но в северной части он тоже быстро выклинивается и срезается диагональным северо-восточным разломом. Далее к северу, по простиранию грабена, расположены небольшие останцы базальтовых покровов, трансгрессивно перекрывающие складчатые толщи додевонского цоколя. Их наличие говорит о том, что северная оконечность грабена в изначальном виде имела больше продолжение, но в значительной части была уничтожена эрозией.

Почти по всему протяжению восточного и западного бортов грабен ограничен ветвями Балыксинско-Саралинского разлома и только в северо-восточной части толщи грабена частично выходят за пределы зоны прибортового разлома, трансгрессивно залегая на породах до девонского цоколя. На всём протяжении контакты грабена с породами додевонского цоколя сорваны тектоникой и проработаны долинами рек. Особенно это характерно для его восточного борта. Примечательно, что долины рек в южной части грабена имеют троговый характер, свидетельствующий о проявлении ледниковой деятельности. В северной части грабен расчленён поперечными и диагональными разломами на несколько незначительно перемещённых блоков. Судя по совокупности признаков, эти поперечные нарушения отчленяют от основного тела грабена тектонический блок, в котором расположено крупное экструзивно-субвулканическое тело трахитов.

Размеры грабена по простиранию составляют около 123 км, при ширине в северной части до 13 км. В рельефе грабен выражен в виде средневысокой горной гряды, высотой около 600 – 900 м, с наличием привершинных хребтов высотой 900 – 1200 м до 1302,2 м (хребет горы Лысой и др.). Абсолютные превышения высот хребтов от урезов рек в средней и северной частях грабена изменяются от 300 – 400 м на юге до 630 м на севере.

Основные черты стратиграфии

Строение стратифицированных отложений грабена довольно простое и выдержанное на всем его простирании. В целом толщи грабена относятся к пестроцветной-красноцветной вулканогенно-терригенной молассе. Низы разреза представлены базальной толщей конгломератов, гравелитов, песчаников и прослоями алевролитов, средняя часть разреза представлена доминирующими базальтами с резкими маломощными прослоями туфов, туфогравелитов и туфопесчаников, редко конгломератов. Венчается разрез грабена крупным телом экструзивно-субвулканических трахитов (рис. 2).

Следует отметить, что до расчленения эффузивов Горячегорского вулканического плато на три последовательно формирующиеся толщи: базырскую, берешскую и ашпанскую (В.Н. Марков и др., 1983), расчленение разрезов грабенов северо-восточной части Кузнецкого Алатау было проблематичным. Отсутствовал необходимый стратотип, сравнивая с которым это расчленение можно было проверить. Быскарская серия Минусинского прогиба не подходила для этой цели по причине весьма изменчивого состава в разных частях прогиба, в которых насчитывается от 2-3 до 5 вулканогенных толщ.

Принимая непосредственное участие в геолого-съёмочных работах по геологическому доизучению Горячегорской площади в масштабе 1:50000 один из авторов данной статьи предпринял попытку сравнения толщ вулканитов грабенов с базырской свитой (Гринёв, 1994). Ю.А.Беспалов и др. (1990) в ходе геологической съемки сравнивал разрез грабена со стратотипом быскарской нижнего девона. Позднее А.Н.Уваров (2010), основываясь на результатах работ предшествующих геологических съёмок и тематических исследований (А.А. Ярмак и др., 1967; 1970; В.П.Болтухин, Г.П. Турченко, Г.С. Егоров, 1972; Марков и др., 1983; Ю.С. Беспалов и др., 1990), предлагает разделить сводный разрез Саралинского грабена на следующие таксоны: устькундустуюльскую (красногоркую); нерасчленённые базырско-берешскую; и ашпанскую толщи раннего девона. По нашему мнению, выделение не базырской, а нерасчлененной базырско-берешской толщи проблематично.

По этой причине в данной статье мы будем придерживаться схемы, в которой базальная толща пестроцветно-красноцветных молассоидов выделяется в ультькундустуюльскую толщу; перекрывающая её существенно базальтовая толщи, рассматривается как аналог базырской свиты, и верхняя часть разреза Саралинского грабена, представленная анальцимовыми базальтами (плагиотрахибазальтами и экструзивными трахитами, согласно предшественникам) и трахитами, либо завершает разрез базырской толщи, либо может быть отнесена к ашпанской свите. Аналогов щелочной берешской толщи с характерными для неё лавами нефелиноносных вулканитов, в разрезе грабена нет.

Разрез базальной терригенно-осадочной толщи даётся по данным (Ю.В. Беспалов и др., 1990).

Базальная толща выделена в устькундустуюльскую свиту (аналог красногорской свиты) раннего девона. На всю мощность свита эрозией не вскрыта. В средней части грабена у западного его борта отложения свиты, представлены серыми, зеленовато-серыми, лилово- и вишнево-серыми, кирпично-красными конгломератами, песчаниками, алевролитами с редкими линзовидными прослоями известняков.

Свита имеет мощность 200 – 370 м, погружается на восток-северо-восток под углами 5-20° под толщу существенно базальтового состава. В верхней части разреза предшественниками отмечен постепенный переход к вулканогенным накоплениям грабена. Переход выражен в виде переслаивания терригенно-осадочных слоев с отдельными потоками и горизонтами базальтов и их туфов, которые выше по разрезу полностью вытесняют осадки.

В нижней части разреза породы устькундустуюльской свиты характеризуются серыми, зеленовато-серыми окрасками, сравнительно окатанным и отсортированным материалом. К верху разреза они сменяются вишневыми и бурыми тонами, содержат обломки синхронных вулканитов, заметно менее отсортированы и окатаны. Наиболее полный разрез свиты в Саралинском грабене представлен в левом борту р. Правая Сарала (восточный борт средней части грабена). Разрез имеет следующее строение и состав (снизу – вверх):

1. Конгломераты бурые мелко-среднегалечные с хорошо окатанными гальками рассланцованных раннепалеозойских базальтов, плагиориолитов, известняков, мраморов, иногда с остатками эпифитоновых водорослей и кварцитов 15 м

2. Песчаники серые крупнозернистые полимиктовые... 10 м

3. Песчаники серые, зеленовато-серые, мелко-среднезернистые полимиктовые с неопределенными углефицированными растительными остатками 30 м

4. Алевролиты зеленовато-серые грубоплитчатые с Psilophiton goldschmidtii Hall., Hostimella sp. (определение A.P. Ананьева, сборы А.М. Еханина; Турченко, 1975), часто углефицированными. В кровле отмечены тонкие и частые прослои песчаников, редкие и маломощные – известняков с неопределенными фрагментами водорослей 18 м

5. Переслаивание конгломератов крупногалечных серых с песчаниками, часто косослоистыми, и гравелитами. Гальки сложены кварцитами, известняками, реже песчаниками, редко плагиогранитами, рассланцованными базальтами и жильным кварцем. Цемент пород карбонатный содержит фрагменты раковин. Породы прорваны редкими силами и дайками субвулканических базальтов 132 м

6. Конгломераты крупногалечные до валунных, красноцветные, с маломощными прослоями и линзами красно-бурых и бурых песчаников, линзами песчанистых известняков с неопределёнными остатками водорослей. Гальки представлены лилово-серыми и вишнёвыми базальтами девонского облика (преобладают), известняками и доломитами, кварцитами, алевролитами и песчаниками, гранитами мелкозернистыми, со следами рассланцовки 100 м

Суммарная мощность разреза составляет 320 м. Толща обладает ярко выраженной слоистостью и определенной ритмичностью, выраженной в закономерном чередовании грубообломочных и мелкозернистых (песчано-алевритовых) слоёв и пачек пород.

Как можно видеть, в верхней части разреза толщи наблюдается явное погрубление терригенного материала и смена его окраски с серовато-пёстрой на красноцветную. Это говорит о смене лагунно-озёрно-аллювиальных условий на континентальные, с параллельным усилением тектонических движений.

Разрез вулканогенной толщи. Выше по разрезу свита перекрывается толщей существенно базальтового состава, отнесённой О.М. Гриневым (1994) к базырской свите, выделенной В.Н. Марковым и др. (1983) в Горячегорском вулканическом плато.

Разрез базырской толщи приводится по данным Г.П. Турченко (1975). Он составлен по р.р. Правая Сарала – Сарала и диагонально пересекает северную треть грабена в направлении на северо-восток к восточному борту грабена (снизу – вверх):

1. Песчаник с прослоями алевролитов и остатками флоры псилофитов (Пономарев, 1961 120 м

 Конгломераты с галькой до 30 см в диаметре, сложены вишневыми порфиритами, фельзитами, известняками и глинистыми сланцами (П.А. Пономарев, 1961 250 м

 Потоки порфировых и мелкопорфировых базальтов, базальтовых порфиритов...400 м

4. Мелкопорфировые базальты 50 м

5. Шесть потоков мелкопорфировых оливин-пироксеновых базальтовых порфиритов миндалекаменных. В верхних частях потоки переходят в туфобрекчии. Контакты между потоками неровные флюидально-волнистые. Азимут падения контактов варьирует в пределах: 5°, 260°, 147°,10°. Углы падения контактов составляют: 38°, 25°, 45° 160 м

6. Потоки афировых базальтов 690 м

7. Туфобрекчии основного состава 420 м

8. Афировые базальты 170 м

9. Туфобрекчии основного состава 20 м

10. Афировые базальты 450 м

11. Крупновкрапленные плагиобазальтовые порфириты 60 м

12. Туфоконгломераты 20 м

13. Крупнопорфировые базальтовые порфириты 35 м

14. Афировые базальты 110 м

15. Вулканомиктовые песчаники 15 м

16. Афировые базальты 50 м

17. Вулканомиктовые песчаники 10 м

18. Афировые базальты 30 м

19. Крупнопорфировые плагиобазальтовые порфириты 50 м

20. Крупнопорфировые плагиотрахибазальтовые порфириты 120 м

Суммарная мощность девонской осадочно-вулканогенной толщи этого разреза оценивается в 2830 м. Возраст толщи, по флоре, собранной Г.М. Еханиным, определен А.Р. Ананьевым как ранний девон (Philophyton goldschmidtii Halle, Taeniocrada cf. Decheniana Goepp., Hostimella sp., Spongiophyton sp.).

Судя по составу, строению и мощности терригенноосадочной толщи основания разреза, приводимого Г.П. Турченко, она должна быть отнесена к устькундустуюльской (красногорской) свите Кузнецкого Алатау. В таком случае мощность собственно вулканогенного разреза базырской толщи грабена уменьшается на 370 м (120 м мощности пачки алевролитов и песчаников и 250 м грубообломочные конгломераты) до 2460 м.

Начало всего этого разреза располагается в левом борту руч. Теплого в районе пос. Главстан и заканчивается в северо-восточном направлении у руч. Каменного, левого притока р. Сарала. Протяженность разреза на местности составляет около 7 км.

Важно отметить, что в северо-восточной оконечности разреза в пространстве между руч. Жунделев и Петровский предшественниками отрисована пологая мульдообразная депрессия (складка) с углами наклона крыльев около 15° – 20°. Эта мульдообразная структура выполнена крупнопорфировыми плагиотрахибазальтами с мощностью их в ядерной части складки около 170 – 200 м, что увеличивает мощность разреза вулканогенной толщи до 2630 – 2660 м. При ближайшем рассмотрении строения отмечаемой мульды в перспективе возможно выделение соответствующего ей палеовулканического аппарата и кальдеры проседания.

В ходе последующих геолого-съемочных работ, описанный Г.П. Турченко разрез (В.П. Болтухин, Г.П. Турченко, Г.С. Егоров, 1972) был уточнен Ю.В. Беспаловым и др. (1990). В работе А.Н. Уварова (2010) он представлен в следующем составе. Основанием сводного разреза считается подошва первого нижнего потока эффузивов, залегающего на конгломератах устькундустуюльской свиты. Выше залегают (снизу–вверх):

 Покровы серых порфировых пироксен-плагиоклазовых и афировых темно-серых разновидностей базальтов. В основании покровов в лавах заключены обильные линзовидные и овальные ксенолиты («закатыши») вишнево-красных алевролитов 15 м

 Туфоконгломераты мелко-среднегалечные с линзами алевролитов и алевропесчаников 13 м

3. Умеренно щелочные оливиновые базальты миндалекаменные 24 м

 Туфоконгломераты красноцветные от крупно- до мелкогалечных 30 м

 Базальтовые потоки в верхней их части миндалекаменные и гематитизированные 20 м

6. Туфоконгломераты, приходящие в грубозернистые песчаники, с линзами туфов. 30 м

7. Трахиандезиты зеленовато-серые миндалекаменные 12 м

8. Базальты серые с долеритовой структурой 20 м

9. Базальты серые порфировые миндалекаменные 18 м

10. Переслаивающиеся потоки базальтов зеленовато-се-

рых, местами миндалекаменных, с лавобрекчиями и шлаковыми корками в кровле 90 м

11. Оливиновые базальты светло-серые, в кровле потока миндалекаменные 20 м

12. Переслаивающие потоки и покровы базальтов серых, зеленовато-серых, вишнево-серых, местами миндалекаменных 140 м

13. Лавобрекчии базальтов 5 м

14. Оливиновые базальты умеренно щелочные, серые 22 м

15. Песчаники красноцветные полимиктовые с грубой слоистостью 8 м

16. Базальты зеленовато-серые, пористые 20 м

17. Лавобрекчии базальтов 3 м

18. Андезиты порфировые роговообманковые 20 м

19. Базальты с долеритовой структурой серо-зеленые мелкозернистые 50 м

20. Базальты порфировые массивные серые 18 м

21. Лавобрекчии базальтов 2 м

22. Базальты флюидальные зеленовато-серые 12 м

23. Лавобрекчии базальтов 2 м

24. Умеренно щелочные базальты оливиновые, серые 13 м Выше залегают анальцимовые базальты, относимые

А.Н. Уваровым к ашпанской толще.

Суммарная мощность этого разреза составляет 577 м. Если сравнить его с мощностью разреза, приведенного в диссертации Г.П. Турченко (1975) и без учета толщи плагиотрахибазальтов (170 - 200 м), то станет очевидна весьма существенная разница в мощности этих разрезов 2460 и 577 м. Этот вопрос является весьма существенным и требует прояснения, дополнительными исследованиями. Однако следует заметить, что наиболее хорошо обнаженная часть толщи вулканитов располагается в левом борту р. Левая Сарала. Абсолютные высотные отметки уреза воды у реки здесь составляют 670 м, тогда как высота водораздельной части грабена в левом борту реки составляет 1000 - 1200 м. Как видим абсолютное превышение от уреза воды реки до вершинной водораздельной поверхности здесь составляет около 530 м, и это значит, что абсолютная мощность этой части разреза здесь не может быть меньше 530 - 700 м. Но этот разрез левобережья Левой Саралы не учитывает примерно 30 – 40° мощности нижней трети этого разреза и 170 – 200 м толщи анальцимовых базальтов. Согласно этим расчетам примерная мощность разреза от руч. Теплый до руч. Каменный должна составлять около 1200 м.

Второй момент, который необходимо отметить, заключается в том, что разрез базырской толщи Г.П. Турченко и др. (1972) и Ю.М. Беспалова и др. (1990) заканчивается в непосредственной близости от Жунделевско-Петровской мульды, выполненной крупновкрапленными плагиотрахитовыми базальтами (по Г.П. Турченко) или анальцимовыми базальтами (по Ю.М. Беспалову).

Выделение А.Н. Уваровым ашпанской толщи среди верхов вулканогенного разреза Саралинского грабена был произведен на основе петрографического признака, а именно по наличию анальцимовых базальтов, характерных для ашпанской толщи в стратотипе. В качестве разреза толщи этот автор берет разрез, составленный А.А. Ярмаком (1967), который Ю.В. Беспалов (1990) сопоставлял с четвертой (верхней), а подстилающую вулканогенную толщу со второй составляющими толщами быскарской серии раннего девона Минусы.

Границы между толщами изучены горными выработками в районе высоты 1205 м в верховьях руч. Карасук вблизи западного борта грабена. Здесь вулканиты имеют следующий состав и строение (снизу-вверх).

1. Оливин-анальцимовые базальты зеленовато-серые 50 м

2. Базальты зеленовато-серые 25 м

3. Трахиандезиты серые миндалекаменные 25 м

4. Базальты темно- и зеленовато-серые, местами миндалекаменные 35 м

5. Базальты буровато-серые гематитизированные 40 м

6. Базальты буровато-серые с шаровой отдельностью 20 м

7. Трахиандезиты буровато-серые 35 м

 Базальты серые с сиреневым оттенком миндалекаменные 40 м

Суммарная мощность разреза составляет около 270 м.

Экструзивно-субвулканическая трахитовая северная часть Саралинского грабена

Венчает раннедевонский вулканический разрез в северной части грабена экструзивно-субвулканическая постройка трахитов. В литературе сведений о строении этого крупного трахитового тела грабена не имеется. На разных геологических картах оно либо не показывается, либо изображается как интрузивно-субвулканическое образование. Сходная неопределенность фаций трахитовых построек имеется и в Батанаюл-Семеновском ареале Горячегорского вулканического плато.

А.Н. Уваров (2010), изучавший в числе других геологов нефелинового отряда ЗСГУ перспективные участки нефелиновых пород в междуречье Кия-Урюп и прежде всего Батанаюльский участок (Б.В. Дроздов и др., 1972 – 1975,1979; А.Н. Уваров и др., 1983), характеризует трахитовые постройки следующим образом.

В составе базырской толщи трахиты фиксируются по всему разрезу, располагаясь в верху вулканических ритмов. Число трахитовых «горизонтов» варьирует от участка к участку, свидетельствуя о наличии нескольких выводных вулканических центров. Для берешской толщи трахиты не характерны. В ашпанской толще они приобретают максимальное развитие, образуя покровы, экструзии и субвулканические образования, типа куполов, в которых они сходны по внешним признакам со щелочными сиенитами.

Согласно (Уваров, 2010), в полях развития ашпанской толщи Батанаюльского участка трахиты образуют купола, осложненные языками растекания по краям. Площадь экструзии достигает первых десятков километров. По отношению к вмещающим базальтам они имеют рвущее положение. Базальты в контакте с ними слабо ороговикованы, альбитизированы, реже калишпатизированы в интервале 5 – 20 м.

В краевых частях тел трахиты эффузивного облика скрытокристаллические, часто флюидальные. Особенно ясно флюидальность проявлена в экструзивных языках растекания. В центре экструзий породы раскристаллизованы до мелкозернистых сиенитов, местами кварцсодержащих. В самом крупном теле трахитов в левобережье р. Кудудет выявлены ксенолиты (останцы?) базальтов и крупнозернистых лейкократовых трахитоидных габбро, размерами до 100 м в поперечнике.

В этой же постройке откартированы эруптивные брекчии трахитов, которые образуют овальные в плане трубообразные тела с поперечником 150 – 300 м, сложенные разновеликими (1 – 20 см) угловатыми слабо оплавленными обломками трахитов, сцементированные такими же трахитами. Изредка присутствуют единичные обломки базальтов.

По совокупности имеющихся у нас наблюдений, крупная трахитовая постройка в северной части Саралинского грабена принципиально подобна описанному А.Н. Уваровым Кузудетскому куполу Батанаюльского участка, но заметно крупнее её размерами.

Саралинская трахитовая постройка имеет вытянутую в меридиональном направлении форму дугообразного изогнутого эллипса, обращенного выпуклостью на запад. По отношению к внешним контурам северной части грабена постройки и имеет конформные соотношения. Размеры её по длинной оси составляют около 20 км, а по поперечной около 7,5 км, её площадь, таким образом, составляет не менее 140-150 кв, км. По-видимому, это самое большое тело трахитов в северо-восточной части Кузнецкого Алатау.

Мощность этого тела примерно может быть определена следующим образов. В восточном борту грабена тело трахитов частично вскрывается эрозией в левом борту р. Сарала в районе руч. Каменный на высотных отметках около 650 – 670 м.

Вершинные отметки хр. Лысая гора составляют 1100-1205м (до 1335.6) м. Следовательно, суммарная мощность тела трахитов в центральной его части может достигать 550 – 600 м. на современном уровне эрозионного среза. Нижняя часть постройки хорошо обнажена в придорожных карьерах хр. Дорожный на северных склонах грабена. Здесь трахиты обладают массивной текстурой, субинтрузивным обликом и проявленной полосчатостью, свойственной расслоенным интрузивам. Более светлые, светло-бурые полосы чередуются с тёмно-бурыми, обогащенными меланократовыми минералами и прежде всего рудной сыпью. Ближе к подножью тела эти трахиты обладают плитчатой отдельностью, трещиноватостью свойственной интрузивным телам.

В привершинной части хребта Лысая гора на высотных отметках 750 – 800 м и выше восточные склоны хребта сплошь покрыты каменными осыпями трахитовых миндалефиров (с миндалинами выполненными в основном кварцем,) в виде булко- и лепёшковидных обломков с поперечником 20 – 30 см. «Потоки» этих каменных осыпей имеют языковое строении, хорошо подчёркнутое характером разветвленной речной сети рр. Малый Карасук, Лапинский, Карасук.

Западный борт грабена заметно приподнят тектоникой по сравнению с восточным и эродирован глубже. Здесь обнажаются базыриты и анальцимовые базальты предположительно ашпанской толщ.

Таким образом, можно предположить, что нижняя часть трахитовой постройки грабена слагается субвулканическим телом расслоенных массивно-полосчатых трахитов, а верхняя его часть представлена экструзивно-эксплозивными трахитовыми миндалефирами, достигавшими поверхности в процессе их извержения.

С учётом субвулканическо-экструзивной постройки трахитов, мощность сводного вулканогенного разреза грабена может достигать 2 км, без учёта эрозионного среза.

Магматизм Саралинского грабена

Согласно с приведёнными выше данными вулканизму в районе Саралинского грабена предшествовала активизация тектонических сводово-глыбовых движений, на фоне которых и заложился грабен как депрессионная структура. На пике тектонической активности проявился мощный вулканизм существенно базальтового состава, в ходе которого была сформирована базырская свита, перекрывшая устькундустуюльскую молассу.

Для базырской свиты грабена, по сравнению с базыритами Горячегорского плато, не отмечено проявленный трахитов, хотя редко в свалах левых притоков р. Правая Сарала отмечаются обломки трахитов и трахитовых миндалефиров.

Согласно А.Н.Уварову (2010) базитовый вулканизм грабена завершился формированием ашпанской толщи субщелочных и щелочных анальцимовых базальтов, а так же, как видим, крупной трахитовой вулкано-субвулканической постройки, соответствующих по составу ашпанитам Горячегорского плато. Кроме вулканитов по данным (Беспалов и др., 1990) в толще эффузивов грабена установлены дайки субщелочных базальтов, андезибазальтов, трахиандезитов, плагиопорфиритов.

Согласно нашим наблюдениям в ряде мест в базырской толще можно предполагать наличие силлов основного состава, отличающихся от потоков и покровов базальтов раскристализованностью зерен до 2-4 мм и долеритовыми микроструктурами.

При более специальном изучении грабена в строении толщи его вулканитов возможно выделение вулкано-тектонических структур типа кольцевых центров, кальдер проседания, эруптивных аппаратов.

Завершение раннедевонского вулканизма грабена ознаменовалось формированием крупной эксплозивно-субвулканической постройки, подобной трахитовым куполам в полях развития ашпанской толщи Горячегорского плато.



Рис. 1. – Схема геолого-тектонического строения северо-восточной части Кузнецкого Алатау (Гринёв, 1990)

Верхний структурный этаж $(D_{1,2})$: 1 - плутоны щелочно-габброидных пород; <math>2 - 4 - толщи терригенно-вулканогенных пород нижнего девона: $2 - ашпканская, 3 - берешская, 4 - базырская. Средний структурный этаж <math>(C_{1,2} - O)$: $5 - габбровые, диоритовые, гранитовые, сиенитовые интрузивы; 6 - стратифицированные образования: толщи полтавской свиты <math>(C_{1,2})$ и преимущественно вулканиты берикульской свиты (C_2) . Нижний структурный этаж $(R_3 - C_1)$: 7 - нижнепалеозойские ги $пербазитовые интрузивы (офиолиты); 8 - стратифицированные образования салаирид с горстообразованными выступами байкалид <math>(R_3 - C_1)$. 9 - геологические границы: а - контуры интрузивных массивов, <math>6 - межформационные угловые несогласия,<math>8 - внутриформационные угловые несогласия, 10 - тектонические нарушения, 11 - основные разновидности пород щелочно-габброидных плутонов: <math>a - нефелиновые сиениты, <math>6 - основные фоидолиты, в - ультраосновные фоидолиты, г - тералиты, $<math>\theta - щелочные габбро. 12 - сложнодифференцированные щелочно-габброидные плутоны. 13 - границы условно выделяемых зон$ щелочной провинции: <math>I - южная зона, II - центральная зона, III - северная зона.

Порядковые номера плутонов щелочных пород: 1 – р. Дмитриевского, 2 – г. Лысой, 3 – г. Дедовой, 4 – Бархатно-Кийский, 5 – Кийские выходы, 6 – Мало-Кия-Шалтырский, 7 – Кия-Шалтырский, 8 – р. Подтайга, 9 – Университетский, 10 – Белогорский, 11 – Светнинский, 12 – Верхнее-Петропавловский, 13 – Тулуюльский, 14 – Медведкинский, 15 - Учкурюкский, 16 – Кургусульский, 17 – Черёмушинский, 18 – Горячегорский, 19 – Андрюшкиной речки, 20 – р. Семеновского, 21 – р. Мокрый Берикуль.



Рис.2. – Схематические геологические кары и разрезы Талановского (а), Растайского (б) и Саралинского (в) грабенов (Гринёв, 1994):

1 - русловые отложения рек и ручьёв, 2 - 6 отложения грабенов (D₁) (2 - алевролиты и песчаники, 3 - трахиты и миндалекаменные трахиты, 4 - андезиты и андезибазальты, 5 - базальты, 6 - базальные конгломераты); 7 - эффузивы берикульской $свиты (<math>\epsilon_2$); 8 - байколо-салаирские в основном карбонатные толщи ($R_3 - \epsilon_1$); 9 - массивы щёлочно-габброидного комплекса (D_1); 10 - сиениты; 11 - габбро Кийского комплекса (S-D₁); 12 - гранитоиды Кущустуюльского комплекса (ϵ_2); 13 - гранитоиды Мартайгинского комплекса; 14 - габбро – пироксенитовый комплекс (ϵ_{1-2} ?); 15 - габбро; 16 - ультрабазиты офиолитового комплекса (ϵ_1); 17 - геологические границы: а - геологических тел, б - напластования отложений грабенов, в - стратиграфических несогласий; 18 - тектонические нарушения (а - разломы, б - зоны трешиноватости); 19 - предполагаемые разломы В итоге проявления раннедевонского вулканизма грабена была сформирована доминирующая базальт-трахитовая серия пород, с резко подчинёнными проявлениями пород промежуточного состава (андезитов, трахиандезитов), которые характеризовались субщелочным (до щелочного) составам. Резко ограниченное развитие получили толеитовые разновидности пород в составе базальтов-андезибазальтов-андезитов.

Вслед за вулканизмом в грабене произошло внедрение нескольких тел нефелинового габбро. Эти тела были обнаружены и оконтурены в 1964-1967 гг. А.А. Ярмаком и другими в ходе геолого-съёмочных работ. Массивы габброидов расположены в северной части грабена к западу и на периферии трахитовой постройки, в пределах хребтовой части г. Лысой. Центральная группа Карасук-Лешинскох тел габбро располагается во внутренней зоне трахитовой экструзивно-субвулканической постройки и, по-видимому, приурочены к небольшой кольцевой структуре, не до конца вскрытой эрозией.

Таким образом, магматизм Саралинского грабена формировался по типу вулкано-плутонических структур, характерных и для других грабенов северо-восточной части Кузнецкого-Алатау – Растайского и Талановского (рис.2). В совокупности эти грабены и Горячегорское вулканическое плато обрамляют по периферии ареал развития щёлочно-габброидных плутонов Кузнецко-Алатауской провинции.

Вещественный состав вулканитов грабена

Петрохимические особенности пород. Согласно ограниченным данным (Ю.В. Беспалов и др., 1990), опубликованным в работе (Уваров, Уварова, 2010), вулканиты основного состава представлены в основном базальтами и ограниченно пикробазальтами и андезибазальтами. Содержание SiO, в базальтах варьирует в пределах 45,28 - 53,37%, в пикробазальтах опускается до 40,06%, а в андезибазальтах возрастает до 55,98%. Породы характеризуются повышенной титанистостью (1,72 - 2,42%), средней и высокой глиноземистостью (15,71 - 18,51%), повышенной железистостью (Fe₂O₂ - 10,2 - 13,72%; FeO - 3.95 - 7.06%), средней известковистостью (4,63 - 10,67%), удивительно низкой магнезиальностью (0,16 - 0,24%) и явно аномальными содержаниями Mn (4,75 – 8,07%), (возможно это техническая ошибка, содержания MgO указаны вместо MnO и наоборот). Беспрецедентными для вулканитов так же являются содержания Р₂О₅ (3,0 – 7,29%). Содержания суммы щелочей в породах соответствуют в основном субщелочному ряду, один анализ характеризуется фоидитовой щелочностью, а второй - толеитовой. В целом данные по петрохимическому составу базальтов Саралы требуют перепроверки и дополнения.

На диаграммах TAS базальты образуют раздельные поля фигуративных точек. Большая их часть располагается в смежных полях тефритов и трахибазальтов. По соотношению щелочей базальты являются натровыми (рис. 3, а,б).

Экструзивные трахиты (14 ан.) характеризуются следующими содержаниями петрогенных оксидов: SiO₂ варьирует от 57,96 до 63,5%, TiO₂ от 0,63 до 1,36%, Al₂O₃ от 15,00 до 17,58%, Fe₂O от 2,59 до 11,34%, FeO от 0,96 до 4,91%, MnO от 0,022 до 0,26%, MgO от 0,29 до 2,63%, CaO от 0,48 до 3,52%. При этом характерно, что по содержанию Fe₂O₃, FeO, MnO, CaO, Na₂O, K₂O и P₂O₅ – породы четко разделяются на две группы. Особенно четко это разделение проявлено в содержании Fe₂O₃, Na₂O, K₂O и P₂O₅. Так, по их содержанию выделяются группы с содержаниями Na₂O от 5,1 до 6,44% и 0,13 – 0,27%, по K₂O 0,65 – 4,58% и 3,85 – 9,33%, по P₂O₅ 0,05 – 0,206% и 0,41 – 4,5%.

На диаграммах TAS (рис. 3 а, б) большая часть пород трахитового ряда попадает в поле трахиандезитов и трахитов, три анализа размещаются в поле андезитов. По содержанию щелочей породы относятся к К – Na ряду.

В целом на диаграмме (Na₂O+K₂O) – SiO₂ уверенно намечается основной бимодальный субщелочной тренд тефриты, трахибазальты – трахиандезиты, трахиты и толеитовый дифференцированный тренд базальт-андезибазальт-андезит. Отмечая эти тенденции, следует подчеркнуть, что в петрохимическом плане вулканиты Саралинского грабена нуждаются в пополнении данных.

Геохимические особенности пород выявлялись на основании данных 36 анализов, выполненных в ЦКП «Геохимия природных систем» ТГУ ГГФ методом ICP MS.

Наиболее яркими геохимическими чертами рассматриваемой базанит, трахибазальт-трахиандезит, трахитовой серии пород грабена являются следующие. Базальты обогащены (г/т): Sc (3,2 – 31.8), Ti (1288,4 – 12565,4), V (28,5 – 240,8), Cr (4,0 – 128,4), Ni (3,1 – 50,4), Zn (2,3 – 1283,8), Sn (50,0 – 922.6), Y (6,5 – 34,4), Zr (38,5 – 193,05); относительно невысокие содержания характерны для Be, Co, Cu, Ga, Rb, Nb, Cs, Ba (3,2 – 238,05), P3Э, Hf, Ta. несколько повышены содержания Th (0,28 – 3,9) и U (0,17 – 2,9).

Для трахиандезитов, трахитов в повышенных концентрациях содержатся (г/т): Ве (0,25 – 7,8), Sc (0,7 – 38,4), Ti (761,8 – 13331,7), V (0,56 – 401,2), Cr (1,05 – 64,0), Co (0,78 – 45,5), Zn (14,6 – 147,7), Ga (4,6 – 23,3), Rb (5,0 – 148,3), Sn (13,3 – 895,8), Y (7,3 – 97,4), Zr (33,7 – 1019,0), Nb (4,1 – 60,8), Ba (57,5 – 973,3), P3Э, Hf (0,03 – 22,4), Th (0,9 – 17,4) и U (0,43 – 7,7).

Обогащение пород базальт-трахитовой серии одними элементами носит сквозной характер, например Ti, а другими скачкообразный, низкий для базальтов и высокий для трахитов, например P3Э, и наоборот. Как можно видеть, повышенные концентрации характерны в основном для литофилов, некоторых сидерофилов (Fe, Ni) и халькофилов (Zn, Sn). Отстроенные по аналитическим данным мультиэлементные спайдердиаграммы, с нанесенными на них реперами N-MORB, OIB и IAB, позволяют сделать следующие выводы.

На спайдердиаграмме базальтов (рис. 4, а) спектры распределения микроэлементов образуют свой собственный тренд, лишь частично совпадающий с реперами OIB и IAB. По конфигурации ломанных кривых геохимические спектры базальтов на диаграммах в наибольшей степени совпадают с OIB, но с пониженными относительно этого репера содержаниями микроэлементов от La до Lu. Левая часть спектров распределения микроэлементов диаграммы свидетельствует об обогащении базальтов подвижными (LILE) и умеренно подвижными (HFSE) крупнозарными и высокозарядными элементами, по содержанию которых они заметно ближе к базальтам OIB, нежели остальным компоненты.

Для исследованных пород, относительно составов примитивной мантии, ярко проявлены отрицательные минимумы содержаний Ga, Ta, Hf и в меньшей степени Ti. Ярко проявленных пиков положительных концентраций микроэлементов, относительно используемых реперов, у базальтов не отмечается.

На спайдерграмме для трахитов спектры распределения микроэлементов заметно разнообразнее базальтовых с наличием ряда положительных и отрицательных пиков содержаний большинства из них (рис. 5, а). Однако в целом конформность спектров распределения микроэлементов в пределах группы базальтов и трахитов очевидно, что говорит об их генетическом родстве.



Рис. 3, а, б. – TAS-диаграммы (Na_2O+K_2O)- Si_2O (a) и K_2O-Na_2O (б) для вулканитов Саралинского грабена (приведены по Le Maitre et al.; 1989; Peccerillo, Naylor, 1976)



Рис. 4, а,б – Мультиэлементная (а) и редкоземельная (б) спайдерграммы базальтов Саралинского грабена



Рис. 5, а, б. – Мультиэлементная (а) и редкоземельная (б) спайдерграммы трахитов Саралинского грабена



Рис. 6 а,б,в – Диаграммы Th-Hf-Nb, Zr,-Nb-Y, La-Y-Nb базальтов и трахитов Саралинского грабена. Поля на диаграмме, а – по (Wood, 1980): 1 – островодужные базальты (1А – известково-щелочные; 1В – область перекрытия; 1С – толеиты, 2 – континентальные базальты, 3 – океанические базальты, 3А – щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов, 3B; 3С – обогащенные и слабообогащенные E-MORB; 3D – N-MORB; 6 – по (Meschede, 1986); в – по (Cabanis, Lecolle, 1989)



Рис. 7, а,б. Геохимические индикаторы источников вещества вулканитов: а) La/Y-Zn/Nb, б) Nb/Y-Zr/Y

Относительно реперных линий спайдерграммы (рис. 5, а) спектры распределения микроэлементов трахитов по-прежнему ближе соответствуют OIB, сохраняя при этом индивидуальные геохимические черты и характеризуются более высокими содержаниями микроэлементов для части разновидностей трахитов, нежели у их основной группы.

Рельефно проявлены отрицательные содержании микроэлементов у трахитов, характерные для Ga, Ta, Sr, Hf, Ti, а также положительные пики для Ba, Rb, Th, U, Nb, La, Zr, Sm и Er.

На графиках распределения РЗЭ, нормированных по хондриту, более рельефно виден индивидуальный тренд распределения лантаноидов в базальтах относительно реперов N-MORB, OIB и IAB. Конфигурация спектров распределения РЗЭ на диаграмме (Рис. 4,6) конформна реперу OIB. При этом по содержанию РЗЭ спектры базальтов разделяются на две подгруппы. Одна из них (меньшая) совпадает по их содержанию с OIB, а другая (большая) примерно на порядок содержит РЗЭ в меньших количествах. Эта геохимическая особенность составов пород коррелируется с наличием двух основных разновидностей в виде тефритов и трахибазальтов. В трахибазальтах к тому же слабо проявлен европиевый минимум.

Графики распределения РЗЭ в трахитах (рис. 5,6) подобны базальтовым с той разницей, что в трахитах содержание РЗЭ примерно на порядок выше, нежели в базальтах. Здесь так же как в базальтах породы по уровню содержания РЗЭ разбиваются на две подгруппы, одна из которых характеризуется пониженным содержанием РЗЭ (субвулканические трахиты), а другая явно повышенным – экструзивно-эруптивные трахиты.

Особенности геодинамических условий формирования вулканитов позволяют в первом приближении оценить дискриминантные тройные диаграммы, с нанесенными на них полями фигуративных точек составов пород, характеризующих своего рода геодинамические эталоны обстановок проявления базальтового вулканизма (рис 6 а,б,в).

На диаграмме La-Y-Nb (рис. 6,а) фигуративные точки вулканитов попадают в поле континентальных базальтов. На диаграмме Zr-Nb-Y (рис. 6,б) фигуративные точки вулканитов сосредоточены в поле внутриплитных и островодужных базальтов. И на диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 6,в) точки составов пород образуют растянутый шлейф, захватывающий нижнюю часть поля A, характеризующего базальты N-MORB, часть точек располагаются в поле B (базальты E-MORB) и протягивающийся в нижнюю половину поля D, отвечающего известково-щелочным базальтам островных дуг. Значительная часть точек располагается на стороне диаграммы Th-Ta и лежит вне индикаторных полей, но тяготеет к полю C – внутриплитных щелочных базальтов. Эта особенность в первую очередь обусловлена обогащённостью рассматриваемых пород радиоактивными элементами, с параллельной обедненностью их Hf и Ta.

Таким образом, по совокупности данных можно сделать вывод о формировании базальтов Саралинского грабена в континентальной обстановке, близкой континентальным рифтам, с участием в их формировании N-MORB, E-MORB и рециклинга вещества коры.

Источники вещества исходных магм оцениваются при помощи бинарных диаграмм La/Y – Zr/Nb и Nb/Y – Zr/Y (рис. 7 а,б). Согласно первой диаграмме (рис. 7,а) фигуративные точки составов вулканитов исследуемой серии образуют компактное поле в непосредственной близости от реперов OIB и E-MORB, что говорит о том, что источником первичного вещества вулканитов служила обогащенная мантия, преобразуемая в условиях горячей точки или плюма.

Диаграмма Nb/Y – Zr/Y (рис. 7,6) подтверждает и дополняет сведения первой диаграммы. Здесь фигуративные точки составов пород образуют растянутый, но компактный, шлейф вдоль разграничительной линии плюмовых и внеплюмовых источников, уверенно располагаясь в поле плюмовых образований. Шлейф начинается вблизи репера примитивной мантии и простирается к EM-2 и EM-1, достигая их.

Таким образом, в качестве исходного вещества базальт-трахитовой серии вулканитов Саралинского грабена следует рассматривать гетерогенную мантию, варьирующую по составу от РМ к ЕМ-2-ЕМ-1 с участием процессов рециклинга вещества консолидированной земной коры, сформировавшейся в ходе байкальского и салаирского тектогенезов.

Кружки – базальты различного состава; треугольники – породы трахитовой серии; а – La/Yb – Zr/Nb: б – Nb/Y – Zr/Y; Точки и поля составов разных типов базальтов и магматиченских источников, по [Sun, McDonough, 1989; Condie, 2005] N-MORB – срединно-океаничсеких хребтов (деплетированных), E-MORB – срединно-океаничсеких хребтов (обогащенных редкими литофильными элементами), базальты активных континентальных окраин и островных дуг (IAB), внутриплитные континентальные и океанические базальты (OIB); PM – примитивная мантия, REC – рециклинговаго компонента, EM-1 – обогащенной мантии с высоким Nd/Sm, EM-2 – обогащенной мантии с высоким Rb/Sr

Основные выводы

 Формирование Саралинского грабена произошло в зоне глубинного Балыксинско-Саралинского разлома, который трассирует западную прибортовую зону рифтогенного Минусинского прогиба. Обстановка в зоне разлома обуславливалась двумя факторами. Спецификой проявления раннедевонской тектоно-магматической активизации в пределах северо-восточной части Кузнецкого Алатау, где в обстановке сводообразования формировались составные структуры Кузнецко-Алатауской провинции: вулкано-плутонические ассоциации грабенов, щелочно-габброидные плутоны и пояса дайковых пород в пределах «плеча» палеорифта. В то время как в сложной структуре Минусинского прогиба царила обстановка формирования осевой депрессионной зоны палеорифта сопровождаемая прогибанием и доминирующим вулканизмом.

2. В обстановке сводообразования и растяжения в Саралинском приразломном грабене, как и других грабенах севера Кузнецкого Алатау, сформировались толщи пестроцветно-красноцветной вулканогенно-терригенной молассы. Основными чертами строения этой молассы грабенов являются: 1) наличие базальной толщи молассоидов (устькундустуюльская, красногорская толщи); 2) формирование мощной толщи вулканитов, соответствующих по составу базыритам Горячегорского вулканического плато; 3) и завершающее разрез грабена ашпанская вулканогенно-терригенная толща, для которой характерно формирование экструзивно-субвулканических куполов трахитового состава.

3. Согласно петрографическим и петрохимическим данным для Саралинского и других грабенов региона характерна доминирующая базальт-трахитовая серия с подчиненным и фрагментарным развитием нефелиновых пород в верхах разрезов. По уточнённым данным вулканическая серия Саралинского грабена представлена бимодальной тефрит, трахибазальт-трахиандезит трахитовой серией, с подчиненным развитием толеитового тренда в составе базальт-андезибазальт-андезит.

4. Приводимые в работе геохимические данные свидетельствуют о генетическом единстве изученной серии, заметном ее сходстве с базальтами океанических островов (OIB), но с присущими ей индивидуальными отличительными чертами. Вулканиты серии специализированы на широкий спектр элементов, особенно на Sc, Ti, Zn, Sn, Zr, Th, U, и возможно Mn и P.

5. Согласно геологическим данным и геохимическим реперам, вулканиты грабена формировались в условиях консолидированной континентальной коры, которая подвергалась деструкции в раннем девоне под действием мантийного плюма, вызвавшего проявление континентального рифтинга. Плюм-тектоника обусловила обогащение примитивной мантии и участие в процессе магмообразования вещества коры региона. Аналогичными плюмово-мантийными метками обладают так же вулканиты юго-западной части Южно-Минусинской впадины (Гринев и др., 2016), смыкающейся с Балыксинским грабеном.

6. Вызывает особый интерес явный и богатый минерагенический потенциал пород изученной базальт-трахитовой серии, особенно в части обогащённости их Sc, Ti, Th, U и возможно Р. Породы Саралинского грабена требуют дополнительного изучения.

Список литературы:

- Врублевский В.В. U-Pb-изотопный возраст цирконов в щелочных породах Кузнецкого Алатау / В.В. Врублевский, И.Ф. Гертнер, Г. Гутиерес-Алонсо, М. Хофман, О.М. Гринёв, П.А. Тишин // Развитие минерально-сырьевой базы Сибири: от Обручева В.А., Усова М.А., Урванцева Н.Н. до наших дней. Материалы Всероссийского форума с международным участием, посвященного 150-летию академика Обручева В.А., 130-летию академика Усова М.А., и 120-летию профессора Урванцева Н.Н. – НИ ТПУ. – 2013. – С. 147 – 151.
- Врублевский В.В. Изотопная (U-Pb, Sm–Nd, Rb-Sr) геохронология щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау / В.В. Врублевский, И.Ф. Гертнер, Г. Гутиерес-Алонсо, М. Хофманн, О.М. Гринёв, П.А. Тишин // Геология и геофизика. – 2014. – Т.55. - № 11. – С. 1598 – 1614.
- Врублевский В.В. Геохимия, изотопная (Nd-Sr-O) триада и ⁴⁰Ar-³⁹Ar возраст палеозойских щелочно-мафитовых интрузий Кузнецкого Алатау (на примере Белогорского плутона) / В.В. Врублевский, О.М. Гринев, А.Э. Изох, А.В. Травин // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. - № 3. – С. 592 – 602.
- Гертнер И.Ф. Формационный статус Горячегорского комплекса: особенности вещественного состава, геохронологической аттестации и структурной позиции типоморфного массива / И.Ф. Гертнер, П.А. Тишин,

О.М. Гринёв, Г. Гутиеррес-Алонсо, Т.Б. Баянова, П.С. Серов, В.В. Врублевский // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование. Материалы Второго Всероссийского-Казахстанского международного научного совещания. – 2014. – С. 37 – 39.

- Гринев О.М. О механизме формирования грабеновых структур северной части Кузнецкого Алатау // Вопросы геологии Сибири / по ред. В.М. Подобиной [и др.]. – Томск : Изд-во Томск. ун-та., 1994. – С. 237 – 259.
- Крюков В.Г., Мустафин В.З. Лыкина В.С. История формирования Талановского грабена (северные отроги Кузнецкого Алатау) // Изв. ТПИ. – Томск, 1969. – Т. 166. – С. 80 – 85.
- Мустафин В.З., Крюков В.Г., Лыхина Н.С. Основные черты геологического строения Талановского грабена (Северо-Западные отроги Кузнецкого Алатау) // Изв. ТПИ. – Томск, 1966. – Т. 151.
- Турченко Г.П. Геология и петрография девонских вулканических комплексов северной части Кузнецкого Алатау : Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. – Томск, 1975. – 20 с.
- Гринев О.М. Рифтовые системы Сибири: методология изучения, морфотектоника, минерагения. – Томск : SST, 2007. – 437 с.
- Гринев О.М. Тувинско-Минусинско-Западно-сибирская рифтогенная система: геология, морфотектоника, мине-

рагения // Вестник Томского государственного университета, 2007. – №299. – С. 185 – 193.

- Гринев О.М. Эволюция щёлочно-габброидного магматизма Кузнецкого Алатау. Автореферат диссертации кандидата геол.-минерал. наук. – Томск : Томский государственный университет, 1990. – 18 с.
- 12. Гринев О.М., Котельников А.Д., Каплун М.В., Гринев Р.О. Плюм-рифтогенная раннедевонская ассоциация вулканитов Таштыпского района Минусы. В сборнике: Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения. Материалы третьей международной конференции научной конференции, 2016.
- Покровский Б.Г., Врублевский В.В., Гринев О.М Роль вмещающих пород в формировании щелочно-габброидных интрузий севера Кузнецкого Алатау по изотопным данным // Известия Российской АН. Серия геологическая, 1991. – №8. – С. 81 – 94.
- Покровский Б.Г., Андреева Е.Д., Врублевский В.В., Гринев О.М. Природа контаминации щелочно-габброидных интрузий южного обрамления Сибирской платформы по данным изотопа стронция и кислорода // Петрология, 1998. – Т.6. – №3. – С. 259 – 273.
- Уваров А.Н., Уварова Н.М. Петротипы базырско-ашпанского трахит-тефрит-трахибазальтового комплекса. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2010. – 180 с.

О НЕТРАДИЦИОННЫХ ТИПАХ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Джес Е.Н.^{1,3}, Дьячков Б.А.^{1,2}, Маслов В.И.³

¹Восточно-Казахстанский государственный университет им. Д.Серикбаева ²ТОО «Алтайский Геолого-Экологический институт» ³ТОО «ГРК «Топаз», г.Усть-Каменогормск, Республика Казахстан

Рассматриваются особенности геологического строения и вещественного состава нетрадиционного внепегматитового типа редкометалльных гранитов с литий-олово-танталовой минерализацией, проявленных на сочленении Калба-Нарымской зоны и Иртышской зоны смятия Восточного Казахстана. Приводится характеристика жильного кварц-альбит-касситеритового оруденения, наложенного на габброиды прииртышского комплекса, и онгонитоподобные дайки кварцевых альбитофиров редкометалльной геохимической специализацией.

The features of the geological structure and material composition of the non-traditional type rare metal granites with non-pegmatite lithium-tin-tantalum mineralization, developed at the junction of Kalba-Narym area and East Kazakhstan Irtysh crumple zone are shown. The characteristic of veined quartz-albite-cassiterite mineralization, superimposed on Priirtyshskaya complex's gabbroids and quartz dikes ongonite-like albitophyre rare metal geochemical specialization is presented.

Калба-Нарымская зона – это главная редкометалльная структура Восточного Казахстана, в которой сосредоточены многие месторождения и рудопроявления пегматитового (Та, Nb, Be, Li и др.), грейзеново-кварцевожильного и кварцево-жильного (Sn, W) типов (Дьячков, 2012). В настоящее время эти объекты законсервированы. Одним из возможных резервов укрепления сырьевой базы редких металлов является оценка первого «внепегматитового типа» Li-Sn-Ta оруденения, связанного с альбитизированными и грейзенизированными гранитами (объекты Карасу, Мало-Черновинский, Апогранитный и др.), близкими к месторождению Алаха в Горном Алтае (Анникова и др., 2015). К этому же типу относятся рудоносные граниты и онгонитоподобные дайки на участках Ново-Ахмировском, Караузек и Черная Сопка, рассматриваемые в данной статье.

Ново-Ахмировский участок расположен в юго-западном крыле Чечек-Вавилонской шовной структуры, сформированный на границе Калба-Нарымской и Иртышской зон. По данным В. И. Маслова, Б.М. Луцкого и В. С. Сергиенко, в Иртышском блоке развита более древняя осадочно-метаморфическая толща (PR-Pz₁), а на остальной территории отмечаются выходы отложений кыстав-курчумской (D₂gv) и такырской (D₃) свит, перекрытых на большой части чехлом рыхлых отложений (рис. 1). Интрузивные образования прииртышской серии (C₁) представлены дайкообразными телами габбро-диабаз-амфиболитового и габброидного состава. Рудоносными является штоковидное тело топазовых и цинвальдит-лепидолитовых гранитов (P₁) и дайки онгонитов.

Ново-Ахмировский шток редкометалльных гранитов на поверхности имеет овальную форму, ориентирован в северо-западном направлении на 220 м при ширине до 110 м. Отмечаются также фрагментарные выходы жильных гранитов, аплит-пегматитов и кварцевые жилы (рис. 2).

По результатам геофизических работ и бурения скважин эти граниты без прослежены до глубины 300-374 м, образуя в разрезе штокообразные или трубообразное тело. По данным предыдущих исследователей, граниты содержат кварц (30-40%), альбит (25-40%), микроклин (15-35%), цинвальдит-лепидолит (10%), второстепенные минералы: топаз (до 5%), мусковит, фторапатит, касситерит и амблигонит. Литиевые слюды по микрозондовому анализу (исполнитель В.Н. Довгаль) имеют высокие содержания Li₂O (2,6-4,44 %), F (3,04-4,39%) и значения Ta₂O₅ (до 0,006%), Nb₂O₅ (до 0,025%) и Sn (0,028-0,043%). С поверхности граниты обогащены Li, Rb, Sn, Ta, а в скважинах отмечаются более высокие содержания (мас. %): Li₂O (0,148-0,16%), Sn (0,044-0,1%), Ta₂O₅ (0,005-0,094%). Авторами проводилось дополнительное изучение альбитизированных гранитов с выполнением масс-спектрометрических анализов ICP-MS в лаборатории «IPГЕТАС» ВКГТУ (табл.1).

Содержание редких земель в них невысокое (сумма 33,7 г/т) при преобладании лантаноидов. Подчеркивается Li-Rb геохимическая специализация измененных гранитов с максимальным повышением Та (до 16,16 г/т), Nb (195,2), Ве (13,31), Sn (32), что позволяет сопоставить их с литий-фтористыми гранитами по В.И. Коваленко и др. (Коваленко и др., 1976). По данным В. И. Маслова и др., прогнозные ресурсы Ново-Ахмировского участка по категории P₁ составляют (тыс. т.): Li₂O – 110, Rb₂O – 40, Sn – 13-20, Ta₂O₅ – 1 тыс. т. Рассматриваемый объект является перспективным на выявление литий-олово-танталового оруденения и рекомендуется для дальнейшего изучения.

Рудопроявление Караузек расположено на юго-востоке от Ново-Ахмировского участка и представлено крупным дайкообразным телом габброидов, рассеченым поперечными кварцевыми прожилками с альбит-флюорит-касситеритовой минерализацией. Отмечаются также дайки кварцевых альбитофиров (онгонитов). Общие размеры оловоносного штокверка 700×400м. Рудные кварцевые жилы разрабатывались древними рудокопами.

Насыщенность штокверка рудными прожилками неравномерная с оптимальной плотностью 4-7 на 1 м, мощность их изменяется от 1-2 мм до 1-5 см, редко более. Кварцевые прожилки имеют параллельное и кулисообразное расположение, протяженность их первые метры и десятки метров. В их составе отмечаются альбит, топаз, мусковит, флюорит и касситерит темно-коричневой окраски.

В рудных кварцевых прожилках по керну скважин установлены содержания (мас.%): Li (0,010-0,041), Rb (0,009-0,056), F (0,43-11,34), Sn (0,05-8,20). По результатам масс-спектрометрии в брекчированных кварцевых прожилках с касситеритом повышены концентрация (г/т) редких щелочей – Li (960), Rb (637), Cs (544,7) и редких элементов – Be (606), Nb (40,35), Sn (до 504), W (88,54). В кварц-флюорит-альбитовых метасоматитах отмечаются значения (г/т): Li (1451), Rb (1275), в меньшей степени Cs (283,9), Sn (49,69) и Nb (27,03).

Содержание редких элементов в альбитизированных гранитах (г/т). Аналитик С.Н. Поляжаев

№ Породы	Та	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W
HA-4	6,09	36,81	4,83	732,00	1124,0	50,92	9,35	1,95
HA-5	4,43	27,06	5,09	652,00	664,3	37,88	10,05	2,63
HA-6	1,10	10,89	4,83	869,00	613,3	45,37	12,94	2,21
HA-7	9,81	52,22	4,69	1147,00	1070,0	40,01	13,08	2,01
HA-14	7,60	56,46	7,48	1032,00	840,2	37,01	20,29	2,53
HA-15	1,35	13,76	7,60	970,00	964,4	41,88	32,00	2,43
HA-16	6,00	57,42	8,40	921,00	785,1	33,07	12,45	5,27
HA-19	16,16	195,20	13,31	2152,00	1413,0	48,07	12,82	2,04
Среднее значение	6,56	56,22	7,02	1059,37	934,28	41,77	15,37	2,63

Таблица 2

Содержание редких элементов в порфировидных биотитовых гранитов I, II фазы и кварц-слюдистых метасоматитов (ppm). Аналитик С.Н. Поляжаев

№ Породы	Та	Nb	Y	Zr	Sr	Li	Rb	Cs	Sn	W	Ti
граниты I фазы	3,11	24,17	37,49	69,54	24,43	345,6	492,2	19,97	20,15	0,53	2012
граниты II фазы	15,06	55,11	25,88	71,74	98,44	269,9	596,0	21,94	18,69	19,28	1356
кварц-слюдистые мета- соматиты	5,87	24,17	50,40	1217,40	122,28	1955,0	1229,9	207,20	76,11	7,02	6599



Рис. 1 Схема размещения рудопроявлений Караузек и Ново-Ахмировского (по материалам В.И. Маслова, 1994) 1 – метаморфические биотит-алевролит-кварцевые, биотит-силлиманит-полевошпат-кварцевые и другие кристаллические сланцы; 2 – алевролиты, алевропесчаники кыстав-курчумской свиты; 3-5 – прииртышская серия (3 – малые тела и дайки габбро-диабаз-амфиболитов, 4 – габброиды, 5 – биотитовые граниты); 6 – литий-фтористые граниты, лейкограниты; 7 – дайки онгонитов, кварцевых-альбитофиров; 8 – проявления Li-Sn-Ta и 9 – кварц-касситеритовых жил; 10 – региональный разлом; 11 – разрывные нарушения второго порядка; 12 – разрывные нарушения под четвертичными отложениями.



Рис. 2 Схема геологического строения Ново-Ахмировского участка по геолого-геофизическим данным (по материалам В. И. Маслова, А. Н. Егорова, 2014 г).

1 — ороговикованные карбонатно-терригенные породы кыстав-курчумской свиты; 2 — мелкие тела габбро-диабазов прииртышского комплекса (C_i); 3 — альбитизированные и мусковитизированные литийсодержащие граниты (P_i); 4 — скрытый гранитоидный массив по геолого-геофизическим данным; глубинность контуров массива, км; 5 — кварцевые жилы; 6 — разрывные нарушения; 7 — пройденные буровые скважины.



Рис. 3. Схематическая геологическая карта участка Черная Сопка (по Назарову Г.В. и др., 1995г.).

1 –метаморфическиебиотит-алевролит-кварцевые, биоит-силлиманит-полевошпат-кварцевые и другие кристаллические сланцы; 2 – песчаники, алевролиты, хлорит-карбонат-полевошпат-кварцевые сланцы (нижняя подсвита) и 3 – песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты иизвестняки (средняя подсвита) кыстав-курчумской свиты; 4 – песчениково-алевролитовые отложения нижней и 5 – средней пачек такырской свиты; 6, 7 – нижнекаменноугольный комплекс (6 –габброиды I фазы, 7 – гранодиориты, граниты II фазы); 8 – граниты биотитовые среднезернистые позднепермского возраста; 9 – рудоносные граниты триасового возраста; 10 – геологические границы; 11 – региональный разлом; 12 – разрывные нарушения второго порядка.

Особый интерес представляют дайки топазовых кварцевых альбитофиров с натриевой спецификой щелочей (Na:K=22:1 по масс-спектрометрии) и высоким содержанием F (2,84-5,85%). В них повышены значения (г/т): Та (до 20,4), Nb (69,6), W (до 414,4) и Мо (до 32,2) при содержании Sn (2,47-27,9) По вещественному составу они относятся к онгонитоподобным породам, чужды габброидам и, по-видимому, генетически связаны с глубинными магматическими очагами гранитоидного состава.

Подобный тип рудоносных гранитов выявлен также на участке Черная Сопка.

Участок Черная Сопка расположен в Иртышской зоне смятия, разделяющей структуры Калба-Нарымской тектонической зоны и Рудного Алтая. Представлен небольшим гранитным массивом (размером 4,2×1,2км) северо-западного простирания, контролируемым зоной регионального разлома (рис. 3). Массив сложен средне- и крупнозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами (I фаза), мелкозернистыми и мелко-среднезернистыми биотитовыми гранитами (II фаза) и аплитовидными гранитами (III фаза). Среди них отмечаются жилы аплитовидных лейкогранитов мощностью до 0,3м, часто сложной ветвящейся формы. По данным гравиметровой съемки массив на глубине представляет собой вертикальный клиновидный шток с глубиной залегания до 4-5км. В приповерхностной части его фиксируются небольшие субпластовые апофизы этого массива. В продольном разрезе интрузив интерпретируется в виде асимметричного этмолита, северо-западный контакт которого круто (под углом 60-80°) погружается к его центральной части, а на юго-восточном фланге (на глубине 0,2-0,5 км) фиксируется пологозалегающая гранитная апофиза длиной до 3км.

Визуально - это серые (до светло-серых в краевой фации) порфировидные граниты, среди которых отмечаются линзы и жилообразные тела кварц-слюдистых метасоматитов. Слюда отличается черной окраской, возможно, относится к протолитиониту. Минеральный состав варьирует в широких пределах (%): кварц (15-25), калиевый полевой шпат(25-60), плагиоклаз (35-40), биотит (1-15), мусковит (0,2-2), флюорит (до 2), апатит, ортит и циркон (до 1). Плагиоклаз представлен альбитом, образует зерна с включениями флюорита. В биотите – многочисленные включения микронных (0,01-0,03мм) кристаллов циркона и вокруг более крупных (до 0,15мм) образований ортита. По химическому составу граниты близки к аляскитам и содержат (%): SiO₂ (74-76), Na₂O (3,45-4,2), К₂О (3,66-4,0). Экзоконтактовые роговики развиты широко, подтверждая наличие невскрытой части массива. Повышенные концентрации фтора и лития в гранитах позволяют отнести их к литий-фтористому типу. По результатам анализа методом пламенной фотометрии содержание варьирует Li₂O 0,011-0,085%, Rb₂O 0,11-0,21% и экстракционного метода Та₂O₅ 0,001-0,0058% и Nb₂O₅ 0,0047-0,0187%.

В меланократовых грейзеноподобных кварцево-слюдистых метасоматитах методом пламенной фотометрии установлено максимальное содержание Li₂O(0,66%) и Rb₂O 0,22-0,41%, связанное с протолитионитом. Литиевая минерализация – литий-фтористого типа. Кроме того, по полуколичественному спектральному анализу в этих метасоматитах повышены значения следующих элементов (весовые содержания г/т): Nb (13-34), Y (58-84), Zr (55-140), Zn (120-230), W (1,5-8,5), Be (6-33), Sn (50-81). По результатам экстракционного анализа Ta₂O₅ 0,0025-0,0041% и Nb₂O₅ 0,02-0,04%. Возраст порфировидных гранитов определен уран-свинцовым методом и составляет 231-225 млн. лет.

Авторами проводилось дополнительное изучение порфировидных биотитовых гранитов I, II фазы и кварц-слюдистых метасоматитов с выполнением масс-спектрометрических анализов ICP-MS в лаборатории «IPГЕТАС» ВКГТУ (табл.2).

Подчеркивается Li-Rb геохимическая специализация измененных гранитов с максимальным повышением Zr, Ti, Sr, Cs. Содержание редких земель в порфировидных биотитовых гранитах невысокое.

Участок Черная Сопка является перспективным объектом нетрадиционного типа на обнаружение редкометалльного оруденения (Li, Rb, Ta, Nb, Zr, Sn, Y, Sr, Cs). Месторождения этих элементов в настоящее время представляют повышенный интерес для промышленности.

Изложенные материалы свидетельствуют о перспективности района сочленения Калба-Нарымской зоны и Иртышской зоны смятия на выявление редкометалльного объекта апогранитного типа, где рекомендуется постановка глубинных поисковых работ.

Список литературы:

- Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Смирнов С.З., Гаврюшкина О.А. Геология, минералогия и физико-химические условия формирования сподуменовых гранит-порфировАлахинского месторождения (Горный Алтай) // Флюидный режим эндогенных процессов континентальной литосферы: материалы всероссийского совещания. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2015. - С.27-28.
- Дьячков Б.А. Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса. Усть-Каменогорск, ВКГТУ, 2012. 130с.
- Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты (топазсодержащие кварцевые кератофиры) – субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. Москва, Наука, 1976. 127с.
ГЕНЕЗИС ЗОЛОТО-УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВИТВАТЕРСРАНДА (ЮАР) И ПРОБЛЕМА ИХ АНАЛОГОВ

Долгушин С.С.¹, Долгушин А.П.²

¹ Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия ² Березовгеология – Сибирский филиал Урангео, Новосибирск, Россия

На основе критического анализа опубликованной литературы по уран-золоторудным месторождениям Витватерсранда (ЮАР) и использования современных экспериментальных данных по строению и составу рудно-магматических систем делается вывод о том, что кварцевые уран-золотоносные породы обломочного облика этих месторождений, определяемые как конгломераты, являются псевдоконгломератами. Показывается, что их формирование связано с появлением в результате глубокой дифференциации материнской силикатной магмы ликвационного дифференциата – рудоносной (уран-золотоносной) флюидной магмы существенно кремнезёмного состава, с интрузией которой, сопровождаемой местными закрытыми эксплозиями, и связано образование кварцевых уран-золотоносных пород различного текстурного облика – от конгломератовидного до брекчиевидного и брекчиевого, слагающих эти месторождения.

Ключевые слова: месторождение, уран, золото, флюидная магма, конгломераты, псевдоконгломераты, кремнезёмный расплав, гель, коллоид, Витватерсранд.

GENESIS OF GOLD-URANIUM DEPOSITS IN WITWATERSRAND, THE REPUBLIC OF SOUTH AFRICA, AND THE PROBLEM OF THEIR COUNTERPARTS

Dolgushin S.S.¹, Dolgushin A.P.²

¹ Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia ² Berezovgeologiya, the Syberian Branch of AO Urangeo, Novosibirsk, Russia

Based on a critical analysis of the published literature about Witwatersrand (South Africa) uranium-gold deposits and the use of modern experimental data on the structure and composition of ore-magmatic systems it's concluded that uranium and gold bearing quartz rocks of clastic appearance in these deposits, defined as conglomerates are pseudo conglomerates. It is shown that their formation is the result of development of liquation differentiate - ore-bearing (uranium, gold) mostly silica-compounded fluid magma due to deep differentiation of the parent silicate magma. With the intrusion of said differentiate accompanied by local closed explosions the formation of different textural appearanced (from conglomerate-like up to brecciated and breccia) quartz uranium-gold-bearing rocks is associated. Key words: deposit, uranium, gold, fluid magma, conglomerates, pseudo conglomerates, silica melt, gel, colloid, Witwatersrand.

Общие положения

Со времён открытия уран-золоторудных месторождений (для сокращения обычно называемых по ведущему полезному ископаемому просто золоторудными) в Южно-Африканской провинции Витватерсранд прошло более 130 лет. За это время было там было добыто 50 тыс. т золота, а в разведанных запасах осталось ещё 38,0 тыс. т. а по некоторым авторам общие запасы этой провинции составляют до 100 тыс. т. И это при том, что известные в мире золоторудные провинции с запасами в 10,0 тыс. т уже считаются гигантскими. В многочисленных публикациях за аналоги витватерсрандских месторождений выдаются месторождения в разных частях мира (Дю Тойт, 1957; Кренделёв, 1974). Однако, критерии этих сопоставлений, в первую очередь генетические, далеко не всегда однозначны. Поэтому большинство авторов придерживается мнения о том, что достоверных аналогов, в первую очередь, генетических, пока не обнаружено.

В общеструктурном плане уран-золоторудная провинция Витватерсранд располагается в пределах прогиба (мульды) размером 400 х 180 км, расположенной на архейском фундаменте (Каапваальском кратоне) древней Африканской платформе Прогиб сложен, в основном, терригенно-вулканогенными пологолежащими породами нескольких докембрийских систем общей мощностью до 15 км. Вторая снизу система мощностью 7,5 км, известна как Витватерсрандская, вмещает большую часть золоторудных месторождений. Она выполнена песчаниками, алевролитами, филлитами, углеродистыми сланцами, кварцитами, вулканитами и конгломератами. Магматизм в пределах прогиба представлен интрузивными массивами бушвельдского комплекса разного состава – от кислого до среднего и щелочного.

Непосредственно золоторудная провинция Витватерсранд располагается вдоль северного фаса прогиба и имеет вид дугообразной полосы протяжённостью до 200 м при ширине 25 - 30 км и содержит в себе не менее 100 месторождений, сосредоточенных в 9 рудных полях, отвечающих в отечественной терминологии рудным узлам) (рисунок). В пределах провинции золоторудные месторождения (местное название – рифы) распределены по всему 15 километровому протерозойскому разрезу, концентрируясь в верхнем 4,5 километровом отделе Витватерсрандской системы, в пределах которой они располагаются, как минимум, на 16 стратиграфических уровнях. По строению и составу все месторождения одинаковы. Они представляют собой преимущественно согласные (есть и секущие) со слоистостью вмещающих пород линзы мощностью от 0,1 - 0,3 - 0,5 до 1,0 - 1,5 метра протяжённостью в первые десятки метров (максимум до 1360 м (Кренделёв, 1974)), компонующиеся в зоны с вертикальной протяжённостью до 1 – 3 и даже 5 км (есть шахты глубиной 4 – 5 км), представляя собой рудные столбы.

Состав рудных тел (рифов) существенно кварцевый. Они имеют обломочную конгломератовидную, брекчиевидную или даже брекчиевую текстуру со взаимопереходами, определяемую наличием кварцевых обломков с разной степенью округлённости (при их округлённости текстура конгломератовидная, при угловатости – брекчиевидная или брекчиевая). В обломках кварц жильного типа. Цемент также кварцевый, мелкозернистый, с гранулитовой структурой. Соотношение обломков разное, обычно преобладает цемент (Дю Тойт, 1957). При уменьшении количества обломков, вплоть до их полного исчезновения, кварцевые обломочные породы постепенно переходят в кварцит. Для всех месторождений провинции характерно преобладание брекчиевидных текстур над конгломератовидными. Исторически сложилось так, что конгломератовидные текстуры параллелизовали с конгломератами и хотя они в общем-то пользуются по сравнению с брекчиевидными меньшим распространением все рудные тела провинции стали называть конгломератами, которые и стали «визитной карточкой Витватерсранда».

Касаясь вопроса округленности обломков, как основного критерия отнесения пород к конгломератам, следует отметить, что этот признак весьма конвергентен, т. к. округленность обломков может быть различной. Она может быть связана, кроме воздействия водной (речной) фазы с тектоническими (окатыши), магматическими (ликвационные глобули), вулканическими (бомбочки), метасоматическими, эксплозивными и многими другими процессами, определяющими псевдоконгломератовый облик обломочных пород (Долгушин, Хомичёв, 2007).

Наиболее ярким примером этому являются глобулярные текстуры и эксплозивные брекчии исключительно широко развитые на многих, в т. ч. и золоторудных месторождениях (Иванкин, 1965). По этому поводу существует огромная литература, базирующаяся на опыте изучения рудных месторождений. История рудной геологии знает множество примеров, когда породы с округлёнными обломками на первых стадиях изучения месторождения выдавали за конгломераты, и только при доразведке месторождения или его эксплуатации устанавливалась истинная природа этих пород не как конгломератов, а как псевдоконгломератов. Не исключение в этом плане составляют месторождения Витватерсранда, для которых впервые за 130 лет изучения А.М. Портновым (Портнов, 1988) была показана не конгломератовая, а псевдоконгломератовая природа рудных тел (рифов), позже поддержанная многими отечественными геологами (Шило, 2007; Маракушев, 2012; Долгушин, 2017; и др.), определившая принципиально новый подход к расшифровке генезиса этих месторождений и, как следствие этого, новый подход к критериям поиска их аналогов.

Примечательной особенностью Витватерсрандских пород, кроме их кварцевого состава и обломочной текстуры, является наличие в кварцевой массе пирита помимо вкрапленности и гнёзд, в форме шаровых форм, известных как «пиритовая картечь».

Рудная минерализация тонкодисперсного типа, невидимая в микроскоп, находится только в цементе и представлена золотом, ураном, платиноидами и редкими элементами. Содержание золота средние по провинции 11,9 г/т с колебаниями до 20 – 30 г/т и даже выше.

Своеобразие Витватерсрандских месторождений, связанное с гигантскими запасами золота на весьма ограниченной площади и их сложным, в общем-то совершенно непонятным генезисом, обусловленным тесной связью оруденения только с обломочными породами, определяемыми как конгломераты, создали славу им как уникальных объектов, достоверных аналогов которых в мире не обнаружено. Исходя из посыла, что при всей уникальности этого объекта, он не может быть единственным на Земле, геологи пытались понять причину неудачных поисков их аналогов, видя её в непонимании генезиса этих месторождений, что и послужило основой многолетних, продолжающихся до настоящего времени дискуссий на эту тему, оформившихся в многочисленные, исключающие друг-друга гипотезы.

Камнем преткновения любых гипотез генезиса данных месторождений являются два вопроса: 1 – почему обломочная порода, традиционно называемая конгломератами, имеет только кварцевый состав; 2 – почему оруденевают только олигомиктовые кварцевые конгломераты, в то время как другие породы, в т. ч. и полимиктовые конгломераты – никогда.

Гипотезы генезиса месторождений Витватерсранда

Существует множество гипотез генезиса золоторудных месторождений Витватерсранда, основа которых – вопросы происхождения «конгломератов» и соотношения с ними золотооруденения. Их можно разделить на три группы: осадочные, гидротермальные и комбинированные осадочно-гидротермальные. Из них традиционными и наиболее популярными до настоящего времени, являются осадочные.

Осадочные гипотезы

В группе осадочных гипотез наиболее популярной, а для зарубежных геологов, непререкаемой, является россыпная, согласно которой Южно-Африканские месторождения представляют собой древние (протерозойские) россыпи, сингенетичные вмещающим конгломератам, а источник золота для них видят в золотоносных кварцевых жилах архейского фундамента. Уязвимых мест в этой гипотезе практически сводящих к её отрицанию, предостаточно, главными из которых являются следующие:

Отнесение обломочных пород к осадочным образованиям – конгломератам, базируется на округлых обломках, определяемых как гальки, образовавшиеся в речной среде, однако в последнее время отечественными геологами, после статей А.М. Портнова (Портнов, 1988) впервые усомнившийся в их осадочной природе, было показано, что они являются не экзогенными породами – конгломератами, а эндогенными образованиями – псевдоконгломератами – эксплозивными брекчиями и продуктами ликвационных процессов кремнезёмной магмы, а это был главный тезис всех осадочно-россыпных гипотез.

Кварцевый и только кварцевый состав «галек» этих «конгломератов», в то время как гальки должны отражать породы акватории сноса. Существует множество гипотез, объясняющих только кварцевый состав галек, базирущихся на представлениях о древних корах выветривания, определяющих сохранность в них только кварцевых пород. Но ведь по представлениям «осадочников» в протерозойских толщах прогиба мощностью 15 км образовывающихся в течение 600 млн лет, находится много десятков стратиграфических уровней с золотоносными конгломератами и, стало быть, столько же соответствующих им кор выветривания. В то время столь многочисленных перерывов в осадконакоплении этих толщ нет.

Источник золота в россыпях. Это вообще не объяснимый пункт с позиций осадочных, россыпных гипотез золоторудных месторождений Витватерсранда. Только он один, без привлечения каких-либо других, полностью лишает правдоподобия все осадочные гипотезы. Суть этого противоречия заключается в том, что в россыпных гипотезах считается, что источником золота в древних россыпях (как впрочем, и кварцевой «гальки») являются золоторудные кварцево-жильные месторождения архейского фундамента. Однако, как справедливо заметили Ю.Г. Сафонова, В.Ю. Прокофьев (Сафонов, Прокофьев, 2006) в архейском фундаменте ни вблизи, ни в отдалении от Витватерсрандской провинции не было и нет золоторудных месторождений, способных поставить в россыпи до 100 тыс. т золота, а с потерей его как минимум половины по пути к россыпи должно быть в два раза (200 тыс. т) больше. Ясно, что такие запасы из области фантастики.

Возможности образования россыпей. Согласно осадочно-россыпным гипотезам источник золота для россыпей находится за пределами прогиба в архейском фундаменте в виде коренных кварцево-жильных месторождений. А эти месторождения, если они и были, были бы удалены от Витватерсрандских месторождений прогиба на, как минимум, десятки, а скорее всего многие сотни, если не тысячи километров. Между тем, практика показывает, что золотоносная россыпь не может быть удалена от источника дальше нескольких (2-5 км), а богатая россыпь (а в Витватерсранде при среднем содержании золота 11,9 г/т, а есть и 20 – 30 и более г/т), такая как в Витватерсранде, вообще должна прилегать к источнику. Между тем, известно, что согласно мировой статистики (Кренделев, 1974, со ссылкой на М.А. Усова) среднее содержание золота в россыпях составляет 0,4 г/т, а в коренных месторождениях – 10 г/т, что не соответствует витватерсрандским «россыпям». Уходя от этого неприятного противоречия «осадочники» предлагают хемогенный перенос золота (т. е. растворённое в морской воде) на расстояния в сотни километров. И это более чем фантастично, особенно с учётом японского опыта добычи золота из морской воды. Наиболее же распространёнными представлениями о появлении россыпного золота в конгломератах являются представления о многократном перемыве золота и переносе его в илистой фракции в прибрежную зону, где формируются конгломераты, ибо без этих многократных перемывов с гидродинамических позиций нельзя пояснить нахождение тонкодисперсного золота в грубообломочной конгломератовой фракции. Тут снова возникает противоречие, так как на схемах африканских геологов (Дю Тойт, 1957) рисуется дельта реки, где в её многочисленных «бурных» (а это подчёркивается в тексте) потоках на протяжении 40-50 км от её устья формируются россыпи с тонкодисперсным золотом (Pretorius, 1974).

Характер рудной минерализации. Важнейшей особенностью рудной минерализации, является то, что рудными являются только олигомиктовые кварцевые конгломераты и никогда полимиктовые. Именно в этом и кроется смысл тесной связи пород, называемых конгломератами, с золоторудной минерализацией. Учитывая важность этого факта, для понимания генезиса месторождений, все авторы дают ему свою, противоречащую другим интерпретацию. Так например, А.Д. Щеглов (Щеглов, 1994) обобщая интерпретацию ряда авторов, писал, что « ... сочетание кварцевых (именно кварцевых) конгломератов с золотооруденением – явление случайное и что этому не следует придавать особого значения». В противоположность этим наиболее распространённым мнениям о «случайном совпадении», Ф.П. Кренделёв (Кренделёв, 1974, стр. 100), автор монографии о золоторудных конгломератах Витватерсранда, особо концентрируя внимание на этом факте писал, что « ... кварц играет существенную роль в обогащении конгломератов золотом» однако, он не раскрыл суть этой «существенной роли», а в нашем понимании она заключается в том, что кварцевые «конгломераты» являются не осадочными породами - конгломератами, а эндогенными образованиями - псевдоконгломератами, как производными изначально золотоносной кремнезёмной магмы. Поэтому связь золотооруденения с кварцевыми «конгломератами» (в нашем понимании псевдоконгломератами) вовсе не случайное явление, а вполне закономерное, обусловленное самим строением рудно-магматической системы. Именно эта связь золотооруденения только с кварцевыми породами, традиционно называемыми конгломератами и является главным камнем преткновения всех гипотез генезиса этих месторождений и то или иное её понимание определяет разнообразие этих гипотез.

Текстурные особенности. Одним из главных (а точнее самым главным) тезисов сторонников осадочного генезиса месторождений Витватерсранда являются представления об округлённых обломках как галек, образованных в водной (речной или морской) среде, а следовательно, самих пород как конгломератов. Однако известно, что признак округлённости породных образований (обломков, сфероидов, стяжений и т. д.), как мы отмечали выше, исключительно конвергентен. В этом отношении мы можем привести слова академика Н.А. Шило (Шило, 2007, с. 55) относительно «конгломератов» Витватерсранда, о том, что округлые формы образуются « ... не обвораживающим ум окатыванием, а также и эндогенным путём». Округлые образования в месторождениях Витватерсранда специально изучались многими отечественными геологами, установившими их эндогенную природу как глобул, образовавшихся из гидротермального кремнезёмного геля (Щеглов, 1994; Сафонов 2006) или кремнезёмной магмы (Маракушев и др, 2012). Понятно, что признание округлых образований не гальками, а эндогенными образованиями (глобулами) лишает главного критерия экзогенного (осадочного) генезиса африканских месторождений.

Сторонниками россыпных (конгломератовых) гипотез материал подаётся так, что создаётся впечатление, что в месторождениях Витватерсранда безраздельно господствуют конгломератовидные текстуры и что руды сложены только конгломератами. В действительности, как уже отмечалось выше, господствующими являются не конгломератовидные и брекчиевидные и брекчиевые, для которых характерен переход почти до массивных, когда рудные тела становятся кварцевыми жилами с брекчиевидной или даже только массивной текстурой, как это типично для золотоносных кварцевых жил в доломитовой свите Витватерсрандской мульды (Дю Тойт, 1957). Все отмеченные противоречия свидетельствуют о несостоятельности осадочно-россыпных гипотез в каком бы варианте они не были.

Гидротермальные гипотезы. Альтернативными осадочно-россыпным с первых же дней открытия месторождений были гидротермальные, поддерживаемые видными учёными того времени – Грейтоном, Эмонсом, Линдгреном и др. Суть этих гипотез сводилась к тому, что оруденение считалось гидротермальным, наложенным на уже существующие кварцевые конгломераты. В критических замечаниях по этим гипотезам указывалось на то, что в месторождениях Витватерсранда отсутствуют сколь-либо заметно выраженные зоны метасоматических изменений в контактах рудных тел, а также приуроченность рудной минерализации только к конгломератам. Позже эти гипотезы были трансформированы в гидротермально-осадочные.

Гидротермально-осадочные. Гидротермально-осадочная и её усовершенствованный вариант – вулканическо-осадочная объединяют в себе главные положения осадочных и гидротермальных гипотез (Щеглов, 1994). Считается, что месторождения образовались в результате вулканической деятельности, породившей рудоносные гидротермы, из которых в морской бассейн на уже имеющиеся, или тут же формирующиеся конгломераты, откладывалось рудное вещество.



Рисунок. Золоторудная провинция Витватерсранд (ЮАР).

A - Схема геологического строения депрессии Витватерсранд (Gibson, Reimold, 1999). Вулканогенно-осадочные формации (в скобках средний возраст, млн лет): 1 - Трансвааль (2025), 2 - Вентерсдорп (2709), 3-4 - верхний и нижний Витватерсранд соответственно (2914), 5 - Доминион (3074), 6 - фундамент (3120), 7 - интрузивные породы бушвельдского комплекса (1950), 8 - Аи-U провинция Витватерсранд.

Дополнения авторов: схематично нанесены контуры золотоносной провинции Витватерсранд и граница Бушвельдского массива (Долгушин и др., 2017).

Б - Схема геологического строения Витватерсрандского прогиба на уровне Витватерсрандской системы и положение главных золоторудных полей (Pretorius, 1974). Анализируя существующие гипотезы следует сказать, что при всём их различии их объединяет одно общее – все они стоят на признании изначально существующих конгломератов. В одних гипотезах оруденение сингенетично им, в других – наложено. Однако, в последнее время ситуация с определением ведущей роли в рудообразовании конгломератов резко изменилась после статей А.М. Портнова (Портнов, 1988), показавшего псевдоконгломератовую природу обломочных пород Витватерсранда. Дальнейшее развитие этих представлений привело к появлению принципиально новой магматогенной гипотезы образования месторождений Витватерсранда, сторонниками которой в настоящее время являемся пока мы и А.А. Маракушев с соавторами.

Магматогенная гипотеза. В основе этой гипотезы лежат представления, базирующиеся на экспериментальных данных об эволюции рудно-магматических систем, определяющих образование определённых групп месторождений, к которым относится и Витватерсранд.

Согласно А.А. Маракушеву (Маракушев, 1983; Маракушев и др., 2012), в определённых условиях происходит ликвационная дифференциация исходной магмы очага на две совместно существующие фазы: газово-гидротермальную и флюидный силикатный расплав (силикатную магму). При этом наиболее адсорбирующей рудные элементы является силикатный расплав (ранее известный как рудная магма, рудная рапа, рудный расплав и т. д.) образующий месторождения, а газово-гидротермальная фаза с меньшим содержанием рудных элементов производит метасоматическую проработку вмещающей среды и околорудную вкврапленность. Соотношение между собой этих фаз и определяет облик конкретного месторождения. Таким образом, суть этих представлений сводится к признанию определяющей роли в рудно-магматическом процессе плотных высококонцентрированных рудных флюидных систем типа рудных магм как ликвационных дифференциатов исходной материнской магмы в противоположность традиционным представлениям о концентрированных гидротермальных растворах. Применимо к Витватерсрандским месторождениям флюидная силикатная фаза представляет собой кремнезёмный расплав, изначально обогащённый рудными элементами (золотом, ураном и др.). В свою очередь, рудоносный кремнезёмный расплав (рудная магма) при внедрении расслаивается путём ликвации на существенно кремнезёмную часть, давшую кварцевые глобулы, принимаемые за гальки, и кремнезёмную матрицу, образующую цемент глобул, содержащий рудные элементы (золото, уран, платиноиды и т. д.) и гидротермальные минералы - хлорит, серицит, углеродные соединения (графит) и т. д. Ликвация кремнезёмного расплава с образованием кварцевых глобул сопровождалась взрывными явлениями, приводящими к частичному дроблению кварцевых глобул и базисной масс и, определяя тем самым брекчиевидную текстуру породы, а при округлении обломков конгломератовидную.

Таким образом, признание определяющей роли изначально рудоносной флюидной кремнезёмной магмы в формировании африканских месторождений решает основные проблемы в установлении их генезиса, а именно: 1 – почему рудоносные рифы имеют конгломератовидный облик, позволяющий определять их как конгломераты? Потому, что они являются продуктами ликвации кремнезёмного расплава определяющей их глобулярную текстуру. Поэтому они представляют собой не конгломераты, а эндогенные образования – псевдоконгломераты. 2 – почему псевдоконгломераты имеют только кварцевый состав. Потому что они образовались из кремнезёмной магмы. 3 – Почему оруденевают только олигомиктовые кварцевые «конгломераты» и никогда полимиктовые, которых в разрезе предостаточно. Потому что оруденение генетически связано с изначально золотоносной кремнезёмной магмой, давшей кварцевые псевдоконгломераты.

С позиций магматогенного генезиса месторождений находят объяснение и другие вопросы, определяющие их генезис, а именно: широко распространённая шаровая форма пирита, уранинита, тухолита и других минералов, как продуктов ликвации рудоносного флюида, брекчиевидная текстура рудных кварцевых тел, как продуктов эксплозивных процессов, неизбежных при становлении таких систем, резкие, интрузивного типа контакты аналогичные кварцевым жилам, постепенные переходы по простиранию рудных «конгломератов» в золотоносные кварциты, как продуктов единого рудоносного флюида с разной степенью ликвационного расслоения, концентрически-зонального строения кварцевых «галек» как продуктов кристаллизации и синериза густого кремнезёмного флюида, «плавающие» обломки пород в плотной кремнезёмной массе (кремнезёмном расплаве) и т. д.

Всё это определяет принадлежность витватерсрандских месторождений к широко распространённой на Земле кварцево-жильной формации и лишает её ореола уникальности (Долгушин, 2000, 2017). Поэтому эти месторождения становятся в один ряд с другими месторождениями этой формации, характеризующимися многочисленнными вариациями структурно-текстурных особенностей, разными условиями залегания, спецификой рудной минерализации, её масштабом и многими другими параметрами, определяющими своеобразие конкретных месторождений, в частности витватерсрандских. Так по мнению академика Н.А. Шило (Шило, 2007, с. 63) « ... проблема Витватерсранда является частным случаем всех рудообразующих процессов, протекающих по единой схеме. Её уникаьность определилось компактностью рудовмещающей структуры, определившей концентрацию золота в количестве около 100 тыс. т ... ».

Представления о магматогенном генезисе этих месторождений с отнесением их к известной золотоносной кварцево-жильнойформации позволяет по новому посмотреть на проблему поисков их аналогов.

Проблема аналогов месторождений типа Витватерсранда

Напомним, что господствующей и руководящей гипотезой генезиса месторождений Витватерсранда, определяющей направление поисков аналогов всегда, вплоть до настоящего времени, была осадочная «конгломератовая» гипотеза. Соответственно и определялся главный критерий поисков таких месторождений – наличие конгломератов. Поэтому ориентируясь не этот, как казалось абсолютно надёжный критерий, в бывшем СССР в 60-70 годы по распоряжению Министерства Геологии с затратами огромных средств были изучены на золото все конгломераты страны любых возрастов, вплоть до мезозойских, например, Узбекистанских. Однако они не принесли положительных результатов, потому что, как выразился академик А.Д. Щеглов (Щеглов, 1994): «... не принесли, ла и не могли принести положительных результатов, так как базировались на неверной парадигме». Мало того, желание найти золоторудные конгломераты нередко приводило к тому, что за них выдавали, как например, на Енисейском кряже, эксплозивные брекчии кварцевых порфиров с постановкой на них горно-буровых работ (Кутукасское месторождение и др.)

Между тем, в соответствии с магматогенной гипотезой, исходя из принадлежности этих месторождений к кварцево-жильной золото-сульфидной формации, их аналоги следует искать в уже известных золоторудных провинциях с оруденением кварцево-жильного типа с широким проявлением кремнезёмного магматизма, в частности, магматических кварцолитов, принимаемых обычно за кварциты. Так академик Н.А. Шило (Шило, 2007, с. 63), отстаивая идею об эндогенном генезисе месторождений Витватерсранда в противоположность экзогенному, россыпному ипсал, что « ... непонимание истинного существа рудообразующего процесса приводимо к огромным застратам средств на поиски в Сибири аналогов Витватерсранда, и это делалось в то время, когда эти аналоги не только были известны, но и эксплуатировались ... ». По мнению А.Н. Шило, разделяемого нами, Витватерсранду можно противопоставить северо-восток России, а по нашим данным и южное обрамление Сибирской платформы. Отсутствие же параллелизации Витватерсранда с этими регионами связано в первую очередь, как выразился Н.А. Шило «с непониманием существа рудно-магматического процесса», а также с недостаточной изученностью российских регионов на глубину, соответствующую изученным глубинным африканских месторождений, разумеется не до 5 км как там, то уж хотя бы до 2 – 3 км доступных для эксплуатации, если не сегодня, то в ближайшем будущем.

Список литературы:

- Долгушин С.С. О возможном интрузивно-ликвационном генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда (ЮАР). [Текст] / Долгушин С.С. // Руды и металлы, 3/2000. с. 83 – 89.
- Долгушин С.С. Псевдоконгломераты: природа, диагностика, рудно-петрологическая значимость. [Текст] / Долгушин С.С., Хомичёв В.Л. // Новосибирск, 2007. с. 83 – 89.
- Долгушин С.С. Магматогенный генезис уран-золоторудных месторождений Витватерсранда (ЮАР) [Текст] / Долгушин С.С., Черкасов Г.Н., Долгушин А.П. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, № 2, 2017. с. 92 – 103
- Дю Тойт А. Геология Южной Африки. [Текст] / Дю Тойт. – М.: И.Л. 1957.
- Иванкин П.Ф. О закрытых эксплозиях, сопровождающих гипабиссальные интрузии, и их роль при формировании рудных месторождений // Геология и геофизика, 1965, №10. с. 23 – 33.

- Кренделёв Ф.П. Металлоносные конгломераты Мира. [Текст] / Кренделёв Ф.П. – «Наука» Сиб. отделение, Новосибирск, 1974. 238 с.
- Маракушев А.А. Петрологическая модель эндогенного рудообразования. [Текст] / Маракушев А.А. Граменицкий Е.Н., Коротаев М.Ю. // Геология рудных меторождений. – №1 – 1983. с. 3 – 20.
- Маракушев А.А. Проблема происхождения ураново-золоторудного месторождения Витватерсранд [Текст] / Маракушев А.А., Глазовская Л.И., Панеях Н.А., Маракушев С.А. // Вестн. моск. ун-та, сер. 4.
- Мелентьев Г.Б. Ликвация и её значение в петрологии. [Текст] / Мелентьев Г.Б., Демицын А.М., Мелентьев Б.Н. // В кн.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. – М., «Недра», 1972, с. 253 – 285.
- Портнов А.М. О возможном гипогенном происхождении конгломератов Витватерсранда. [Текст] / Портнов А.М. // Изв. вузов Сд. Геология и разведка. – 1988. №10. с. 49 – 54.
- Сафонов Ю.Г. Модель конседиментационного гидротермального образования золотоносных Рифов бассейна Витватерсранда. [Текст] / Сафонов Ю.Г., Прокофьев В.Ю. // Геология рудных месторождений. – 2006, т. 48, №6, с. 475 – 511.
- Шило Н.А. Витватерсранд и проблема его образования // Смирновский сборник – 2007: науч.-лит. альманах / ред. В.И. Старостин. – М.2007. – с. 51 – 64.
- Щеглов А.Д. О металлогении Южно-Африканской Республики, генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда и проблеме открытия их аналогов в России. [Текст] / Щеглов А.Д. – Санкт-Петербург, 1994, 43 с.
- Gibson R.L. Field excurcion through the Vredefort impact structure. / Gibson R.L., Reimold W.U. // 62nd Meeting of the Meteorological Society. Johannesburg, Africa. 11–16 July, 1999. 88 p.
- Pretorius D.A. The nature of the Witwatersrand golduranium deposits // Economic Geology Research Unit, Information Circular No. 86 – University of the Witwatersrand, Johannesburg, 1974, 50 p.

ПРОБЛЕМА ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИДЕНТИФИКАЦИИ И СИСТЕМАТИКИ ОСАДОЧНЫХ ЕДИНИЦ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ

Жилина Е.Н., Чернова О.С.*

Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, E-mail: elena@ggf.tsu.ru *Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, E-mail: chernovaos@hw.tpu.ru

Описан комплексный седиментологический подход к изучению геологических систем. Рассмотрена проблема идентификации и ранжирования обстановок седиментации, фациальных ассоциаций и их составных частей - литогенетических типов пород. В качестве основы палеоседиментологического моделирования предложена разработанная авторами систематика терригенных природных резервуаров, впервые увязывающая разномасштабные седиментологические объекты в единую иерархическую систему. Уровни ранжирования иерархии составлены в результате обобщения мировых знаний и опыта в осадочной геологии, седиментологического изучения и систематизации, данных керна глубоких скважин, характеризующего отложения юрской субугленосной формации краевой юго-восточной части Западно-Сибирского бассейна седиментации.

Ключевые слова: Геологическая система, иерархия, классификация, седиментологические единицы, фации, обстановки седиментации, литогенетические типы.

THE PROBLEM OF IDENTIFICATION AND SYSTEMATICS OF GENETIC SEDIMENTATY UNITS THE GREAT MAJORITY OF HYDROCARBON RESERVOIRS

Zhilina N. Elena, Chernova S. Oksana*

National Research Tomsk State University, Tomsk, E-mail: elena@ggf.tsu.ru *National Research Tomsk polytechnical university, Tomsk, E-mail: chernovaos@hw.tpu.ru

Complex sedimentological approach to researches of compound geological system. The problem of identification and ranging of sedimentary environments, facial associations and their components – lithogenetic types of sedimentary rocks is considered. The systematic of terrigeneous reservoirs developed by the authors as the foundation of palaeosedimentological modeling is offered. For the first time various scaled sedimentological units were joined into uniform hierarchical system. Ranging levels of hierarchy are composed as the result of theoretical generalization of world sedimentary geological knowledge and experience, sedimentological studying and systematization core data of deep wells representing deposits of carboniferous Jurassic formation, of the marginal southeast part of the Western-Siberian sedimentary basin.

Keywords: Geological system, hierarchy, classification, sedimentological unit, facies, sedimentary environments, lithogenetic types.

Наиболее сложной задачей стратификации осадочных толщ является вычленение в разрезах геологических единиц, начиная с самых элементарных, до более значимых (купных). Геологические объекты не обладают явно выраженной автономией, так как не вполне дискретны. Слои и ассоциации слоев в геологических разрезах следуют одни за другими без каких-либо ярких признаков в пространстве, в связи с этим, при иерархии таких объектов очень важно придерживаться единых правил выделения и группирования слоевых элементов.

Выявлять и изучать разноранговые элементы природных геосистем, возможно только через изучение процесса седиментогенеза, поэтому основой для палеоседиментологического моделирования являются седиментологические исследования. При создании моделей осадочных комплексов, способных генерировать и удерживать углеводороды, следует учитывать важнейшее свойство пород - неоднородность.

На любом иерархическом уровне геологические объекты представляют собой целостные геологические системы уникальные и неповторимы по своей природе, однако, они могут быть рассмотрены и в качестве динамических систем, так как функционируют в геологическом пространстве в определенном временном интервале и не является однородными [2]. Динамические системы (природный резервуар, группа пластов, пласт и т.д.) необходимо изучать с позиций системно-геологического подхода, предполагающего системно-структурные, системно-исторические и системно-функциональные исследования (рис. 1) [3].

Неоднородности возникают на любых иерархических уровнях организации вещества и во всех направлениях, везде принимая свои масштабы и размеры.

На самом низшем уровне мы встречаемся с микронеоднородностью коллектора. Этот тип неоднородности обусловлен положением и характеристикой, слагающих породу зерен, структурой породы. Это свойство, не видимое глазу и без специальных исследований невозможно определить и зафиксировать положение в пространстве каждого элемента этого уровня. Основными характеристиками микронеоднородности служат гранулометрический состав, ориентировка, размер, форма, сортировка и упаковка зерен.

Макронеоднородность можно увидеть даже невооруженным глазом. В качестве основных элементов рассматриваются образцы пород, по которым изучаются петрофизические характеристики.

При описании межскважинного пространства изучается вид неоднородности - мезонеоднородность. На данном уровне размеры элементарных тел и их количество фиксируются в межскважинном пространстве и отображаются на картах, схемах, профилях и т.д. Описывая структуру тел, следует опираться на сейсмическую интерпретацию данных 3-D.

На завершающем уровне, для месторождения в целом, следует обратиться к метанеоднородности природного резервуара. В этом случае масштабы исследования приобретают гигаскопические размеры. На этом этапе следует привлекать в полной мере интерпретацию сейсмических данных (3-D моделирование).

Главной причиной, обуславливающей неоднородность и изменчивость свойств как породы, так и архитектуры резервуара по площади и разрезу являются фациальные условия образования осадка, т.е. седиментационная обстановка осадконакопления [3].

В отечественной и англоязычной геологической литературе содержатся разнообразные рабочие классификации обстановок осадконакопления, фаций и типов пород, построенные в зависимости от потребностей авторов для различных природных сред. Единой систематики, представляющей собой иерархическую структуру, увязывающую разномасштабные седиментологические объекты (седиментологические единицы) в строгую иерархическую последовательность на сегодняшний день не существует. Отсюда и часто возникающие существенные разногласия, и терминологические затруднения при обращении в фациальных исследованиях к объектам разного седиментационного уровня [7].



Рисунок 1 - Уровни системно-геологических исследований при геологическом моделировании



Рисунок 2 - Систематика терригенных седиментационных объектов областей гумидного климата

В варьированности низших объектов систематики (литогенетических типов пород) в пределах различных рангов отражено главное свойство природных систем – ее эмерджентность – не существует строгих однозначных границ между разноуровневыми седиментационными объектами – фациями, фациальными ассоциациями и обстановками седиментации [7].



Всегда присутствует система переходов в пределах одного иерархического уровня, что и было определено работами Л.Н. Ботвинкиной, В.П. Алексеева, Р.Ч. Селли, Г.-Э. Рейнека и И.Б. Сингха [1, 4, 9]. Предложенная систематика терригенных седиментационных объектов областей гумидного климата может быть полезна для специалистов по нефтяной геологии, изучающих в Западной Сибири древнеюрские фациальные последовательности.

Проблема определения и объединения в различные группы разномасштабных седиментационных данных возникает уже на первых стадиях исследования - при описании и выделении литогенетических типов пород. Впоследствии, при определении фациальных комплексов, слагающих, в свою очередь, крупные седиментационные циклы, отражающие древние ландшафтные характеристики эта проблема только усугубляется.

При анализе и прогнозировании древних условий седиментации исследователь сталкивается с неизбежной необходимостью увязки многомерных деталей внутренней архитектуры природных пространственно-временных систем. В ископаемом состоянии черты строения былой обстановки седиментации, овеществленные в каменном материале (керне скважин), не видны в полном объеме и значительно затушеваны длительной историей вторичных преобразований осадочного материала, кардинально изменивших первоначальный облик пород. Поэтому восстановление древних условий осадконакопления по керну скважин является изначально достаточно сложной геологической задачей. Для грамотного и корректного ее решения требуется знание и понимание:

 процессов осадконакопления и результатов их протекания (какой тип осадка формируется при действии определенного осадочного процесса);

2) механизма действия осадочных процессов;

3) параметров структуры осадочного материала;

 основ петрографии (вещественный состав пород) и геохимии (условия протекания основных диагенетических процессов, приводимых к неизбежным видоизменениям природных резервуаров на микро- и макроуровне);

6) основ палеонтологии и исторической геологии (представление об основных группах организмов и условиях их обитания) [7].

Важно иметь представление об иерархии основных седиментационных объектов, знать их парагенезы при трансгрессивном и регрессивном развитии территории; иметь объективное понимание современных процессов седиментогенеза и представление о параметрах современных обстановок седиментации.

При работе с керновым материалом важно понимать разницу между современными и ископаемыми фациальными комплексами; знать типовые фациальные последовательности, как в современных, так и в древних отложениях; владеть текстурным анализом (иметь опыт в интерпретации текстур современных и литифицированных толщ); знать идентификационные критерии для каждой обстановки седиментации.

При седиментологических и фациально-циклических исследованиях осадочных толщ обычно используется единый концептуальный подход к интерпретации древних систем осадконакопления, основанный на изучении и идентификации генетических признаков породы, указывающих на механизмы и условия ее формирования. При исследованиях подобного плана представляется важным иметь иерархическую схему, отражающую всю многогранность природных резервуаров.

Желательными признаками любой классификации являются:

 описательные параметры несущие ясное генетическое значение и поддающиеся объективному определению;

 классы, выделенные на основе наглядных параметров, имеющие четкие определяемые количественные границы, основанные на естественных группировках и названия, не нуждающихся в дополнительных терминологических объяснениях.

Специалисты нефтяного инжиниринга имеют дело с продуктами древних седиментационных систем – с конкретными геологическими телами, представляющими собой геометрически объемные, пространственно-временные системы, имеющие определенную ориентацию в пространстве, определенную стратиграфическую приуроченность и определенную морфологическую форму [7]. Все пространственно-временные системы (ископаемые природные резервуары) существуют в природе в строгой иерархической взаимосвязи друг с другом. Зная эти взаимосвязи (цепочки) и закономерности их развития можно предсказывать появление тех или иных фациальных последовательностей (ассоциаций фаций) и распознавать древние условия седиментации, овеществленные в породе.

Для палеоседиментологического моделирования также крайне важно уметь определять главные седиментационные тренды осадочного материала, находящиеся в тесной зависимости от геоморфологической обстановки, поэтому природные резервуары можно рассматривать в качестве ископаемых палеоморфоструктурных форм, обладающих определенными размерами, мощностью, морфологией внутреннего строения, характером контактов с вмещающими толщами.

Рассматриваемая иерархическая структура разработана авторами в результате многолетних литолого-фациальных и палеогеографических исследований юрских терригенных отложений юго-востока Западной Сибири. В качестве наиболее действенного количественного инструмента ранжирования объекта исследования (обстановок осадконакопления и производимых ими осадочных тел, описываемых большим количеством характеристик) использован кластерный анализ, позволяющий разбить множества исследуемых объектов и признаков на однородные кластеры (скоплений информации). Это позволило решить задачу структурирования большого массива разнородных геологических данных не по одному параметру, а по целому набору генетических признаков [7, 8].

В отличие от большинства методов математической статистики анализ кластеров не ограничивает вид рассматриваемых объектов, а позволяет рассматривать исходные данные практически произвольной природы. При этом состав и количество кластеров в создаваемой иерархической модели зависит от выбираемых критериев разбиения [8].

Систематика седиментологических объектов построена по иерархическому принципу, включает в себя пять таксономических рангов, основанных на параметрах, взаимоисключающих друг друга в разных классах. Каждый параметр может быть объективно определен, идентифицирован и несет однозначное значение. В качестве критериев разработанной иерархической структуры приняты: место осаждения терригенного материала и формы его накопления (геоморфологический признак) и позиция литифицированного осадка в типовом профиле обстановки седиментации [6].

Для создания иерархической схемы использован метод дендрограммы, основанный на идее графического изображения результатов процесса последовательного группирования выделяемых седиментационных объектов в терминах матрицы расстояний или сходства [9]. Таким образом, систематика представляет собой вложенную группировку объектов, изменяющуюся на различных уровнях иерархии. При построении дендрограммы использованы иерархические алгоритмы, в которых число дивизимных (делимых) кластеров возрастает, по мере рассмотрения каждой группы обстановок седиментации. В результате образуется последовательность расщепления групп литогенетических типов, строго определенных для каждой фации. Наиболее актуально применение такой иерархической структуры при построении трехмерных цифровых геологических моделей нефтяных и газовых месторождений [2, 3].

В качестве основных седиментационных объектов рассмотрены: «обстановка седиментации», «макрофация», «ассоциация фаций», «фация», «литогенетический тип», «иерархический ранг» трактуемые различными авторами неоднозначно как в современной геологии, так и применительно к древним ископаемым обстановкам осадконакопления [7]. Содержание исходных понятий, принятых в классификации определено следующим образом.

Под обстановкой седиментации понимается древний ландшафт, включающий в себя физико-химические условия формирования осадка, характерные для области сноса, области седиментации и области отложения.

Под фацией (facies) понимается конечный (конкретный) продукт определенного геологического процесса, действующего на определенной территории, обладающей присущими ей геоморфологическими особенностями, т. е. реальное геологическое тело, с трехмерными характеристиками, отложенное в пространстве аккумуляции в определенное геологическое время.

Под литогенетическим типом (lithogenetic type) осадка понимается – литологический тип породы, обладающий совокупностью генетических признаков, обусловленных процессом ее формирования (в англоязычной терминологии – lithofacies).

В качестве иерархического ранга рассмотрен условный уровень, присвоенный определенной седиментологической единице в систематике, при построении иерархических взаимосвязей седиментационных объектов.

В соответствии с данным подходом обстановки седиментации, формирующие основные природные резервуары углеводородов на протяжении юрской эпохи осадконакопления в пределах краевой юго-восточной части Западно-Сибирского осадочного бассейна [7], традиционно разбиты на пять крупнейших групп, включающих в себя большинство остальных группировок. В каждой группе выделен типовой ряд макрофаций (рис. 2), состоящий из фациальных ассоциаций:

I - Континентальные обстановки (continental environments):

аллювиальных конусов выноса (alluvial fan environment), флювиальные (fluvial environment),

озерные (lacustrine environment),

болотные (paludal environment);

II - Переходные обстановки (transitional environment):

дельтовые (deltaic environment),

эстуариевые (Estuary environment);

III - Прибереговые обстановки (nearshore environments):

приливно-отливные (tidal environment),

пляжевые (beaches environment);

IV - Мелководно-морские обстановки (shallow-marine environment):

песчаных баров (sand bars environment),

барьеров и лагун (barrier and lagoon environment);

VI - Морские обстановки (marine environment):

шельфовых песчаных гряд (shallow-marine sand ridges).

В соответствии с обстановкой седиментации рассмотрены ассоциации фаций, представленные определенным набором литогенетических типов пород. Индексация литогенетических типов и названия фациям даны в соответствие с методикой Л.Н. Ботвинкиной и В.П. Алексеева [1].

Для облегчения понимания и ликвидации противоречий в представленной ниже схеме ранжирования выделенных объектов приведены русские термины и их англоязычные аналоги. Седиментационные единицы, имеющие близкие идентификационные критерии, выделенные одинаковым цветом. При их определении в керне скважин возможны определенные трудности, связанные с неоднозначностью выводов. В представленную систематику не вошли эоловые, ледниковые и вулканогенные обстановки осадконакопления, как не характерные для рассматриваемой климатической зоны юрского седиментогенеза, но для которых на аналогичной основе может быть создана самостоятельная схема (рис. 2).

Разработанная систематика седиментологических объектов, слагающих природные резервуары областей гумидного климата, отображает сложную иерархию закономерно чередующихся литогенетических типов пород, формирующих наборы фациальных ассоциаций определенных терригенных обстановок седиментации. Соответственно, предлагаемая иерархия позволяет проводить седиментологические реконструкции в рамках определенных систем осадконакопления, представленных типовыми наборами природных резервуаров. Каждый, из которых представляет собой циклически-построенную пространственно-временную систему, сформированную при определенном геотектоническом режиме и характеризующуюся набором определенных литогенетических типов пород, ограниченных рамками единого литоцикла и обладающих рядом первичных генетических признаков.

Для каждой описанной обстановки седиментации, опираясь на мировой опыт седиментологических исследований, выявлены диагностические критерии, позволяющие осуществлять генетическую идентификацию древних осадочных комплексов терригенного седиментогенеза.

Список литератруры

- Ботвинкина Л.Н., Алексеев В.П. Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1991. 335 с.
- Жилина Е.Н. Системный подход при изучении пластов-коллекторов Лугинецкого месторождения / Современные проблемы географии и геологии: к 100-летию открытия естественного отделения в Томском государственном университете: Матер. IV Всероссийской науч.-практ. конф. с междунар. участием. Т.1. Томск: Томский государственный университет, 2017. С. 631–635.
- Жилина Е.Н., Чернова О.С. Комплексный седиментологический подход к изучению сложнопостроенных природных резервуаров / Сборник статей одиннадцатой международной научно-практической конференции «Фундаментальные и прикладные исследования, разработка и применение высоких технологий в промышленности» под ред. А.П. Кудинова. Высокие технологии, образование, промышленность. Т.4. СПб.: Изд-во Политен. ун-та, 2011. С. 272–278.
- Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
- Справочник по математическим методам в геологии / Д.А. Родионов, Р.И. Коган, В.А. Голубева и др. М.: Недра, 1987. 335 с.
- Чернова О.С., Захарова А.А. К вопросу о классификации обстановок осадконакопления, фаций, генетических типов пород и осадочных текстур с позиций кластерного анализа // Сб. Научн. Тр.: Геологическое строение и нефтегазоносность отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты (Томская область). Новосибирск, 2006. С.175–178.
- Чернова О.С. Систематика и иерархия природных резервуаров как основа палеоседиментологического моделирования // Известия Томского политехнического университета. 2010. Т.317. №1: Науки о Земле. С. 116-121.
- Hastie T., Tibshirani R., Friedman J. The Elements of Statistical Learning. Springer, 2001. ISBN 0-387-95284-5.
- 9. Selley R.Ch. Applied Sedimentology. Academic Press. 2000. 520 p.

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ КРУПНО-СРЕДНЕМАСШТАБНОГО СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ (НА ПРИМЕРЕ АЛТАЯ)

Зыбин В.А.

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (г. Новосибирск)

С начала XX в. обозначились и до сих пор (около 100 лет) существуют и усугубляются серьезные разногласия при изучении и геокартировании метаморфических образований Горного Алтая. Главнейшими проблемами являются возраст, выделение фаций, формаций, обоснование комплексов, их взаимоотношения друг с другом и контактирующими слабо метаморфизованными отложениями, идентификация их с первичным составом, проблемы полиметаморфизма, влияние динамометаморфизма на состав и строение глубокометаморфических образований (процессы диафтореза), связи с магматизмом и тектоникой, появление и развитие конкретных выступов на поверхности земной коры. Особенно эти противоречия обострились со сменой парадигм: традиционно геосинклинальной на геодинамику литосферных плит.

Автор предлагает ряд фактических данных о событиях, которые возможно приблизят к разрешению столь важных проблем. Предлагается в первую очередь тщательное детальное картирование линейных межблоковых зон, унаследованных от регматической решетки (сети) глубинных разломов (расколов) континентального фундамента, и кольцевых (сводовых) структур. Их комплексное изучение с применением геофизических, структурных, микроструктурных, петрологических, изотопных и других методов исследований позволит более надежно объяснить плюмовую теорию эволюции земной коры.

Ключевые слова: микроплита, линейная зона, метаморфизм, рифт, плюм.

История изученности поднятых в аннотации проблем очень обширна и сложна. С нею можно познакомиться в информационных публикациях, в монографиях по метаморфическим проблемам, "Тектоники Сибири", а также в объяснительных записках к Государственной карте м-ба 1:200 000 и 1:1 000 000 (двух поколений). В решении их проблем большую роль играют тектонические проблемы, в частности методы картирования.

Большинство указанных проблем связаны с "особыми условиями при образовании метаморфических пород", что обусловливает особые методы их геокартирования. Количество этих методов со временем нарастает, особенно в связи со сменой парадигм (Пущаровский, 1987).

Общегеологические проблемы также очень велики и решать их пытаются по-разному и от их решения зависят прогнозы и поиски месторождений полезных ископаемых.

Выводы автора базируются на многолетнем опыте работы по геокартированию (ГС, АФГК) в том числе и метаморфических образований по обобщению многолетних крупномасштабных геологосъемочных материалов в составе большого коллектива геологов и геофизиков.

В такой комплексной неоднократной обработке фактического материала автор принимал участие по выполнению крупных проектов по составлению легенды и Атласа, итогом которых стали системные схемы корреляции литолого-стратиграфических колонок на территорию западной части АССО (т. е. на 12 геохронологических уровнях, 15 схем и > 155 колонок) и все просинтезировать на историко-геологических условиях, т. е. составить литолого-палеогеографические схемы на 42 срезах и представить своеобразную геолого-тектоническую карту и структурно-тектоническое районирование, а также корреляционную схему метаморфических комплексов (Легенда к геолкарте-200, 1000, 1999, Атлас, 2000).

На представленном рис. на фоне кажущегося хаоса разломов и блоков, на основе геокартирования на территории Алтая выделяются 4 основные региональные структуры, которые традиционно выделялись и ранее, но с иной интерпретацией и на других возрастных уровнях (в основном фанерозойских).

Этими структурами являются Восточно-Алтайский срединный массив (ACM), являющийся западной частью более крупного микроконтинента, Монголо-Алтайский микроконтинент (MAMK), Барнаульский погруженный массив (БПМ) и находящаяся между указанными вышеперечисленных структур – Центральная Салаиро-Кузнецко-Алтайская блоковая зона (область) (ЦСКАБз) (рис.). Подобное строение доказывается целым рядом фактов, главные из которых перечислены ниже.

1. Подтверждается регматическая сеть региональных глубинных разломов: меридиональная, субширотная СВ и СЗ (диагональные) и кольцевая (последняя образует разномасштабные своды). Генеральные разломы разных региональных структур на некоторых этапах имеют автономное развитие, затушевывая разломы иных направлений

2. Вдоль разных генеральных систем разломов давно выделяются линейные (эвгеосинклинального типа) зоны длительного развития, которые разделяют системы блоков и выступов (Зыбин, 2017).

3. Развитие в последних чешуйчато-надвиговых зон, свидетельствует о периодичном давлении смежных древних выступов на линейные зоны (ВАСМ – на Курайскую, БПМ – на прифасовую зоны и т. п.).

4. Подтверждаются наблюдения некоторых геологов об облекании крупных выступов более молодыми отложениями (в том числе R-V). В основаниях последних выявлена полная ассоциация высокометаморфических минералов (акцессории) (Зыбин, 2006, 2008, 2012).

5. Обоснована детальная корреляция многокилометровых существенно кремнисто-карбонатных шельфовых толщ по всем закартированным выступам (Решение 1983, 2013), однако нередко в последние годы эти выступы отделяются друг от друга "островными дугами", "симмаунтом" и "зонами субдукции".

6. Унаследовательность регматической сети разломов и кольцевых структур фанерозоя от структурного строения фундамента (Зыбин, 2017, Шепель и др., 2000 и др.), вероятно, обусловлено плюмовой эволюцией развития земной коры.

7. Установлено многими геологами на границах вышеописанных типов структур (больше в пределах линейных зон) широкое многовековое развитие олистостромовых метакомплексов типа эсконгинской толщи (свиты), широко освещенная в литературе. Ранее в районе Чаган-Узунского гипербазитового массива выделялся несколько другой тип олистостром, имеющий в своем составе как ультрабазиты, так и базиты, цементирующей массой которых являются мраморизованные известняки, очень сходные с известняками баратальской серии (Беляев, 1987).

Их детальное изучение имеет большое значение при палеогеографических и геохронологических исследованиях

8. В результате крупномасштабного картирования детально изучен раннепалеозойский вулканизм, в результате установлена приуроченность большинства их зон, ореолов и т.п. к зеленокаменным (ортосланцевым) поясам и зонам. При этом разноуровневые, но близкие по возрасту комплексы преимущественно базальтоидного состава типа манжерокского, каимского V₂- $€_1$ возраста образуют общие вулкано-морфологические постройки с породами комплекса усть-семинского петротипа $€_{1.2}$ (Зыбин, 2006, 2008). Однако резко отличаются на основании дискриминантных диаграмм. Подобные противоречия нередки.

Указанные выше фактические данные имеют общегеологическое значение особенно для структурно-тектонического районирования, которое определяет изучение метаморфических комплексов. Они широко рассмотрены в работах А.И. Родыгина (1968, 1979, 1980 и др.), Г.Г. Лепезина (2002) и в целом ряде публикаций, в том числе по материалам семинаров, международных конференций, организуемых Томским Государственным университетом.

Список литературы

- Беляев С.Ю., Кузнецов П.П. Верхнерифейские олистостромы в районе Чаганузунского гипербазитового массива (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1978, №11 – С. 26-32.
- Зыбин В.А. Принципы тектонического районирования (на примере АССО) // Материалы региональной кон-

ференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России – Томск, 2000 – С. 98-100.

- Зыбин В.А. Эталон усть-семинского комплекса порфировых базальтов и трахибазальтов (Горный Алтай) Новосибирск: СНИИГГиМС. 2006 – 286 с.
- Зыбин В.А. Эталон манжерокского базальт-трахибазальтового комплекса (Горный Алтай) – Новосибирск: СНИИГГиМС. 2008 – 163 с.
- Зыбин В.А. Петротип каимского базальтового комплекса раннего кембрия (Горный Алтай) – Новосибирск: СНИИГГиМС. 2012 – 224 с.
- Зыбин В.А.Роль линейных зон глубинных разломов при тектоническом районировании фанерозоя Горного Алтая // Современные проблемы географии и геологии -Томск: ТГК, 2017 – С. 222-224.
- Лепезин Г.Г. Петрологические основы изучения и картирования метаморфических комплексов складчатых областей – Новосибирск: СНИИГГиМС. 2002 – 130 с.
- Родыгин А.И., Гринев О.М., Чернышев А.И. О развитии структурно-тектонического направления в Томском университете // Структурный анализ в геологических исследованиях – Томск: ТГУ. 1999 – С. 5-6.
- Шепель А.Б., Гавриленко М.Е., Лепилин В.П. Структурные закономерности размещения метаморфических комплексов Алтае-Саянской области // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Т. 3 – Томск: ТГУ – 2000 – С. 234-236.
- Шокальский С.П., Зыбин В.А., Гусев Н.И. и др. Рабочая корреляционная схема магматических и метаморфических комплексов Алтая // Региональные схемы корреляции магматических и метаморфических комплексов АССО – Новосибирск, 1999 – С. 117-146.



Рис. Палеотектоническая схема допалеозойского фундамента Горного Алтая

1-2 – протерозойский фундамент: 1 – выходящий на поверхность (ВАСМ – Восточно-Азиатский срединный массив, МАМК – Монголо-Алтайский микроконтинент), 2 – установленный дистанционными методами и редкими буровыми скважинами (БПМ – Барнаульский массив, Б – Бийский массив, ЗСП – Западно-Сибирская плита, ТКЗ – Томь-Колыванская зона); 3 – Центральная Салаиро-Кузнецкоалтайская блоковая зона (ЦСКАБЗ); 4-7 – метаморфические комплексы PR: 4 – гомь-Колыванская зона); 3 – Центральная Салаиро-Кузнецкоалтайская блоковая зона (ЦСКАБЗ); 4-7 – метаморфические комплексы PR: 4 – генёисовые, 5 – зеленокаменные, 6 – то же погруженные, 7 – зеленогланцевые; 8 – границы микроконтинентов (плит); 9 – границы традиционных фанерозойских структурно-формационных зон: PA – Рудно-Алтайская, ЧЧ – Чарышско-Чинетинская, Т – Талицкая, А – Ануйская, К – Каменская, Км – Каимская, Кт – Катунская, Б – Бийская, УЛ – Уймено-Лебедская, ЧТ – Чарышско-Алтайская (Холзунско-Чуйская), ВА – Восточно-Алтайская, Ч – Чуйская; 10- глубинные межблоковые разломы: ПФГ – Прифасово-Горноалтайский, ТК – Томь-Колыванский, Р – Рубцовский, СВ – Северо-Восточный, Ч – Чарышский, Т – Теректинский, ВУ (Ч) – Восточно-Уйменский (Чокракский), К – Курайский, А – Абаканский, КА – Кузнецко-Алатауский; 11 – глубинные разломы по ГСЗ, прослеженные с севера в Горный Алтай; 12 – внутриблоковые разломы: 1 – Коргонский, 2 – Южснотеректинский, 3 – Бащелакский, 4 – Катунский, 5 – Прителецкий, 6 – Чулышманский, 7 – Шапиальский; 13 – границы выступов, предполагаемые по дистанционным методам (а), по фациальному анализу (б); 14 – граница фаса Горного Алтая.

МИНЕРАЛОГИЯ КИМБЕРЛИТОВ НОВОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ЯНВАРСКАЯ (ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ)

Иванов Д.В., Толстов А.В., Иванов В.В.

АК «АЛРОСА» (ПАО), г, Мирный, ivanovdv@alrosa.ru, tolstov@igm.nsc.ru

Приводятся первые результаты минералогических исследований кимберлитового тела Январское, открытого в январе 2016 года в Алакит-Мархинском кимберлитовом поле Далдыно-Алакитского района Якутской алмазоносной провинции (Западная Якутия). Представлены типоморфные особенности минералов-индикаторов кимберлита. Полученная информация по минералогии трубки Январская послужит весомым дополнением при идентификации погребенных шлиховых ореолов минералов-индикаторов кимберлитов. Это позволит более надежно прогнозировать открытие новых кимберлитовых объектов, в том числе высокоалмазоносных.

Ключевые слова: кимберлиты, минералы-индикаторы, Западная Якутия

MINERALOGY OF KIMBERLITES OF NEW KIMBERLITE PIPE JANUARSKAYA (WESTERN YAKUTIA)

Ivanov D.V., Tolstov A.V., Ivanov V.V.

ALROSA (PJSC), Mirny, ivanovdv@alrosa.ru, tolstov@igm.nsc.ru

The first results of mineralogical studies of the kimberlite of Janvarskaja pipe, opened in January 2016 in the Alakit-Markha kimberlite field of the Daldyn-Alakit district of the Yakut diamond province (Western Yakutia) are given. Typomorphic features of minerals-indicators of kimberlite are presented. The obtained information on the mineralogy of the Janvarskaja pipe will serve as a significant addition to the identification of the buried shale halos of minerals-indicators of kimberlites. This will make it possible to more reliably predict the discovery of new kimberlite objects, including high-diamond ones.

Keywords: kimberlites, minerals-indicators, Western Yakutia

Алакит-Мархинское кимберлитовое поле (Западная Якутия) расположено в Далдыно-Алакитском районе Якутской алмазоносной провинции. Поле характеризуется наличием промышленных объектов (месторождения алмазов Сытыканская, Айхал, Юбилейная, Комсомольская, Краснопресненская, Заря) и многочисленных слабоалмазоносных тел (Белов, 2008; Хмельков, 2008; Иванов, 2017; Agashev, 2008). В 2016 году при поисковых работах, выполняемых Амакинской экспедицией АК АЛРОСА (ПАО) в восточной части Алакит-Мархинского поля на участке Перевальный-север выявлено новое кимберлитовое тело Январское, сложенное порфировыми кимберлитами. По данным изучения протолочных проб в порфировых кимберлитах из минералов-индикаторов кимберлита в весовых количествах зафиксированы минералы-индикаторы кимберлита: пикроильменит, пироп и флогопит.

Пикроильменит преобладает, составляя 78% от общего количества МСА. Присутствует во всех классах крупности (-2+1 мм, -1+0,5 мм, -0,5 мм). Содержание пикроильменита в пробах варьирует в широких пределах – от единичных зерен до 31,82 кг/т (скв.5071Л/4, пр.6), составляя в среднем 11,11 кг/т. Представлен угловатыми, угловато-округлыми, изредка округлыми зёрнами 0-I класса сохранности. Практически все зёрна с шероховатой поверхностью, реже матированные, бугорчатые. На отдельных зернах видны следы тонкой первичной коррозии. Примазки представлены измененным глинисто-карбонатным материалом коричневого цвета и часто содержат серовато-зеленые и голубовато-зеленые включения серпофита. На отдельных зернах фиксируются мелкие чешуйки флогопита.

Пироп представлен зернами всех классов крупности. Среднее содержание его в пробах составляет 1,46 кг/т (10,5% всех МСА), варьируя в пределах от единичных зерен до 5,06 кг /т (скв. 5071Л/4, пр.6) и в среднем составляет 1,46 кг/т. Представлен угловатыми, реже округло-угловатыми и округлыми зёрнами 0-I класса сохранности, а также обломками и осколками. Первичные поверхности матированные, реже тонкошероховатые. На зёрнах часто отмечается тонкое растворение, шелковистый блеск. Примазки сложены карбонатным и карбонат-серпофитовым материалом, серпофитом серовато-голубого и серовато-зеленого цветов. На отдельных зернах пиропа отмечаются келифитовые каймы и флогопит в виде тонких чешуек, а также включения рудного минерала. По цветовой гамме преобладают фиолетовые зерна (91%), красные, оранжевые и розовые пиропы составляют соответственно 5%, 3% и 1%.

Флогопит представлен зернами всех классов крупности, но наиболее представлен класс -2+1 мм. Встречается в количестве от редких зерен до весовых процентов. Среднее содержание его в пробах составило 0,64 кг/т (11,5% всех MCA), а максимальное - 13,5 кг/т (скв. 5071Л/4 пр.8). Цвет золотисто-желтый, зеленовато-коричневый. Форма зерен бочонковидная, чешуйчатая.

Хромшпинелид встречен в количестве редких зерен всех классов крупности. Форма зерен октаэдрическая, неопределенная и вицинальная. Зёрна вицинальной формы с развитыми в разной степени гранями, на отдельных зернах они зеркально-гладкие, на большей части - матированные со следы первичного растворения. Зерна, в основном, целые. Октаэдры с незначительным искажением, целые и с незначительными сколами. Контуры резкие, местами вершины сглажены за счёт растворения. Поверхности (грани) зеркально-гладкие, отдельные с незначительными неровностями, большая часть - матированные со следами первичного (эндогенного) растворения. Зерна, отнесённые к неопределённым, угловатой неправильной формы. Поверхности имеют неровные скульптуры, матированные, с первичным растворением. На единичных зернах присутствуют комбинированные гипергенные поверхности.

Хромдиопсид представлен единичными зернами различной размерности. Форма зерен угловатая, округло-угловатая, реже округлая. Цвет зёрен изумрудно-зеленый, от светлых до насыщенных оттенков. Примазки представлены изменённым карбонат-серпофитовым материалом серовато-зеленоватого цвета. В корках на единичных зернах отмечаются включения тёмного рудного минерала.

Оливин встречается в виде единичных зерен класса -0,5 мм. Форма зерен угловатая, округло-угловатая. Цвет бледно-желтый с зеленоватым оттенком. Зерна прозрачные и полупрозрачные. Примазки представлены измененным карбонат-серпофитовым материалом коричневого цвета.

В тяжелой фракции в весовых количествах отмечены также лимонит– 3,58 кг/т, магнетит - 0,12 кг/т, сидерит – 0,36 кг/т, альмандин - 0,27 кг/т, пироксен – 0,04 кг/т, гроссуляр -0,04 кг/т, в единичных зернах – ильменит, лейкоксен, эпидот, турмалин, циркон, анатаз, рутил, сфен, сфалерит, дистен, апатит, шпинель, пирит, барит, перовскит, муассанит, ставролит. В лёгкой фракции отмечены обломки кимберлитов и карбонатных пород, а также серпофита.

Таким образом, полученные данные по новому кимберлитовому телу Январское безусловно послужат весомым дополнением при идентификации локализованных в восточной части Алакит-Мархинского поля погребенных шлиховых ореолов минералов-индикаторов кимберлитов, не имеющих коренного источника, что в свою очередь позволит более надежно прогнозировать открытие новых кимберлитовых объектов, в том числе высокоалмазоносных.

Список литературы

- Белов С.В., Лапин А.В., Толстов А.В., Фролов А.А. Минерагения платформенного магматизма (траппы, карбонатиты, кимберлиты). Новосибирск, и-во СО РАН, 2008. 537 с.
- Иванов Д.В., Салихов Р.Ф., Толстов А.В., Иванов В.В., Григорьева Н.А. Особенности поисков кимберлитов в пределах Алакит-Мархинского поля. //Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы VII Всероссийской конференции, ВНПК-2017. Якутск, из-во СВФУ, 2017. С. 266–271.
- Хмельков А.М. Основные минералы кимберлитов и их эволюция в процессе ореолообразования (на примере Якутской алмазоносной провинции). Новосибирск: АРТА, 2008. 252 с.
- Agashev A.M., Pokhilenko N.P., Malkovets V.G., Sobolev N.V., Tolstov A.V., Polyanichko V.V. New age data on kimberlites from the Yakutian diamondiferous province // Doklady Earth Sciences. 2004. T. 399. № 8. P. 1142–1145.

ВОЗРАСТ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦИТОВ И СИЛЛИМАНИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД КЯХТИНСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Избродин И.А., Рипп Г.С., Аюржанаева Д.Ц., Посохов В.Ф., Буянтуев М.В.

Геологический институт СО РАН, 670047 Улан-Удэ, ул. Сахьяновой ба. e-mail: izbrodin@ginst.ru

В пределах Западного Забайкалья известно около 30 проявлений силлиманит-, кианит- и андалузитсодержащих сланцев и кварцитов. Известные данные по этим объектам не позволяют сделать однозначного вывода о времени проявления метаморфических процессов, условий формирования, составе протолитов и их возраста. На ранних этапах изучения этих проявлений, на основании высокого уровня метаморфизма (амфиболитовой, участками гранулитовой фации) возраст метаморфических пород был оценен как дорифейский - раннедокембрийский. Полученные геохронологические данные позволяют пересмотреть историю метаморфических событий данного региона. В данном сообщении приведены результаты геохронологических исследований (^{«а}Ar-³⁹Ar, U-Pb SHRIMP II, LA ICPMS), геохимические и изотопные (0, D, Sr, Nd) данные по породам Кяхтинского месторождения.

Геологическое строение и краткая петрографическая характеристика

Район месторождения представляет собой юго-западную часть Бургутуйского гранито-гнейсового купола (Мазукабзов и др., 2006), сложенного первично вулканогенными породами с телами габброидов, гранодиоритов, сиенитов и метаморфитами кяхтинского комплекса. Эти образования прорываются и метаморфизуются гнейсо-гранитами заганского комплекса.

Гнейсограниты и гнейсы занимают большую часть площади месторождения (рис. 1). И представлены лейкократовыми, биотитовыми, роговообманковыми разностями. Гнейсограниты сложены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем, биотитом и мусковитом. Среди акцессорных минералов присутствуют апатит, титанит, рутил и циркон. Гнейсы занимают основной объем площади, содержат большое количество пегматитовых и кварц-полевошпатовых жил и непосредственно контактируют с силлиманитовыми сланцами и кварцитами. Состав гнейсов не сильно отличается от гнейсогранитов и характеризуется переменным количеством биотита, мусковита и амфибола (последний иногда достигает содержание 50%). На отдельных участках в них установлен гранат и силлиманит. Последний присутствует в виде спутанных нитей или фибролита, либо слагает самостоятельные маломощные (первые мм) слойки. Как правило, такие гнейсы встречаются по периферии силлиманитовых тел. В большинстве случаев гранат представлен крупными (3-5 мм), кристаллами тетрагонтриоктаэдрического облика, и округлыми зернами. В составе граната широко варьируют альмандиновый (22-59 %), спессартиновый (6-62 %) и пироповый миналы (6-58 %). В единичных случаях отмечается преобладание гроссулярового (61-62 %) и андрадитового (27-28 %) миналов. Метаморфическая толща участками мигматизирована, содержит прожилки, жилы гнейсовидных и аплитовых гранитов, пегматитов. Наиболее часто встречаются более поздние пегматитовые жилы, мощность их варьирует от нескольких сантиметров до 6-8 м. Это светлые, почти белые породы, сложенные, в основном, калиевым полевым шпатом и кварцем. В качестве акцессорных минералов отмечены биотит, мусковит, гранат, титанит, апатит, магнетит.

Силлиманитсодержащие сланцы слагают пластообразные линзы мощностью до 40 м (максимально до 70 м), протягивающихся по простиранию на несколько сотен метров первые километры. Их тела невыдержанны по мощности и простиранию. Породы характеризуются тонкополосчатой текстурой обусловленной чередованием слойков, обогащенных силлиманитом (мощностью до 0,5–1,5 см) и кварцем. Содержание силлиманита в сланцах колеблется от 5 до 20-25 %, кварца 40-90 %, мусковита до 5-7 %, с второстепенными рутилом, магнетитом, Ті-гематитом, лазулитом, апатитом, пиритом. Ограничено распространены фосфатные и сульфат-фосфатные минералы (Избродин и др., 2008).

К силлиманитовым сланцам приурочены тела кварцитов мощностью 10-30 м. Как правило, они залегают в центральных частях силлиманитовых тел, редко образуют прослои и линзы среди биотит-амфиболовых гнейсов (рис.1). Кварциты на 96-98% состоят из различных по величине (от 0.3 до 1.0 см) зерен кварца, с акцессорными рутилом, реже мусковитом. В кварцитах, ассоциирующих с силлиманитовыми сланцами, отмечаются повышенные содержания мусковита (до 3%), силлиманита (до 5%), рутила (1-2%). В незначительных количествах в них присутствуют титано-гематит, пирит, магнетит, лазулит. В пустотах и по трещинам кварца обнаруживаются барит, минералы вудхаузеит-сванбергитового ряда, высоководные фосфаты, глинистые минералы. Распределение рутила в большинстве случаев равномерное, реже отмечаются полосовидные и неправильной формы сегрегации в ассоциации с цирконом. Мощность таких выделений не превышает 5-10 см.

Возраст пород

Ранее породы малханского (кяхтинского) метаморфического комплекса считались самыми древними (рифейскими) на площади Западного Забайкалья. Для выяснения эволюции метаморфических процессов было проведено комплексное изучение пород. Rb-Sr метод

Для оценки возраста были отобраны наименее измененные кварц-мусковит-силлиманитовые сланцы, вмещающие их биотит-амфиболовые гнейсы и молодые гранитные пегматиты. Результаты исследования приведены на рис. 2. Датирование пород проведено по главным минералам (силлиманиту, полевому шпату), валовому составу пород и слюде (мусковиту и биотиту). Полученные значения возраста по изохроне свидетельствуют о едином термальном событии раннемелового возраста (129±9,3 млн. лет, при Isr= 0,7058±0,0029 для силлиманитсодержащих сланцев; 131±2 млн. лет, при ISr= 0.70497±0.0002 для пегматита и 127±4 млн. лет, при ISr= 0.7059±0.00024 для гнейса).

³⁹Ar/40Ar метод

Нами было проведено исследование ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом ступенчатого прогрева мусковита из кварцитов. График нагрева показывает хорошее возрастное плато 119 ±2 млн. лет (рис.2) с максимальной долей куммулитивного ³⁹Ar. Более молодой возраст относительно Rb-Sr метода, мы рассматриваем как время заключительного этапа метаморфизма и закрытия изотопной системы минералов.



Рис. 1 Схема геологического строения Кяхтинского месторождения по В.В. Беренгилову (1955).



Рис. 2. Диаграмма в координатах ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr - ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для минералов и валовых проб и ⁴⁰Ar/³⁹Ar спектры мусковита из кварцитов Кяхтинского месторождения.



Рис. 3. Характер и форма выделений циркона BSE-image и их микрофотографии в катодолюминесценции) в биотит-амфиболовом гнейсе (а) и силлиманитовом сланце (б). Qtz- кварц, Mnz- монацит, Pl- плагиоклаз, Ep- эпидот, Afs –калиевый полевой шпат, Zrn – циркон. Справа приведены диаграммы Tepa-Baccepбурга с конкордией (SHRIMP-II метод).



Рис. 4. Характер и форма выделений циркона BSE-image в кварцитах участка Глухая падь (a) и Трактовый-II (б). правая колонка диаграммы Тера-Вассербурга с конкордией и средневзвешенных ²⁰⁶Pb/²³⁸U возрастов (U-Pb LA-ICP-MS метод). Значения ошибок приведены на уровне 2σ.

U/Pb метод

U/Pb датирование проведено по циркону из биотит-амфиболовых гнейсов, силлиманитсодержащих сланцев и кварцитов.

В биотит-амфиболовых гнейсах (проба Кя-235) циркон представлен двумя типами кристаллов. Первый тип слагает бесцветные изометрические зерна (рис. 3 а) размером 150-200 мкм. В катодолюминесцентном изображении оболочки тёмные, тогда как ядерные части светлые. Цирконы второго типа представлены мелкими (до 150 мкм) мутными кристаллами. Они имеют слабо выраженную зональность, а в катодолюминесцентном изображении показывают чередование светлых полос с темными и с более светлым «пятнистым» ядром (рис. 3 а). В целом цирконы обоих типов имеют низкие концентрации тория и урана, присутствие до 2 мас.% HfO. U/Pb возраст (SHRIMP II) составил 281.9 ±4 (СКВО = 0.87, n=10) и 131.6 ±1.97 (СКВО = 0.85, n=9) млн. лет, соответственно. Ядра циркона и оторочек имеет практически не отличимый возраст.

В силлиманитовых сланцах проанализированы изометричные и округлые зерна циркона, и их скопления запечатанные в кварце (рис.3б). В них присутствует до 1 мас. % Sc_2O_3 , и в некоторых случаях HfO₂. Значения возраста всех определений легли в интервал 130.3-146.7 млн. лет (Избродин и др., 2010). Наиболее реальный конкордантный возраст (рис. 36) составил 138.5±2.2 млн.лет (СКВО = 0.27).

Для определения возраста кварцитов были изучены скопления зерен циркона (см рис.4) с рутилом (Аюржанаева и др., 2017). Размер таких выделений, как правило, не превышает 5-10 х 20-30 см. Они аналогичны как с зернами циркона в кварцитах, и с цирконами из силлиманитовых сланцев. В химическом составе в них фиксируются до 0.2-0.5 мас.% Sc₂O₃, а в отдельных зернах до 1 мас.% HfO₂.

U-Pb-возраст кристаллизации циркона определен методом лазерной абляции непосредственно в полированных пластинах. Возраст, рассчитанный по 26 точкам, составляет 129.7 \pm 1.5 млн лет при СКВО =0.85 (рис. 4а). Средневзвешенное значение возраста по ²⁰⁶Pb/²³⁸U отношению с ²⁰⁷Pb-коррекцией составило 129.4 \pm 1.5 млн. лет, при СКВО 0.81. Во втором случае, проанализировано 30 зерен. Возраст по нижней точке пересечения линии аппроксимации изотопных отношений с конкордией составляет 139.5 \pm 1.7 млн. лет при СКВО = 1.4. Средневзвешенное значение возраста по ²⁰⁶Pb/²³⁸U отношению с ²⁰⁷Pb-коррекцией составило 139.0 \pm 2.1млн. лет, при СКВО 1.4 (рис. 46).

Геохимическая характеристика пород

По химическому составу породы Кяхтинского месторождения являются высокоглиноземистыми, кремнистыми, нормальными в отношении щелочей и малоизвестковистыми. Наиболее обогащены фосфором (до 1.21 мас. % Р₂О₅) биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, тогда как в силлиманитсодержащих сланцах содержание не превышает 0.2-0.5 мас. %. В породах отмечается переменное содержание титана (в среднем 1.55 мас. % TiO₂), в обогащенных рутилом кварцитах достигает 5.0 мас. %. В силлиманитовых сланцах титанистый модуль варьирует в пределах 0.02-0.04, иногда больше 0.1. Гнейсы не имеют явных закономерностей в поведении этого модуля, в целом они относятся к кислым породам нормальной щелочности. В соответствии с петрохимической классификацией (Неелов, 1980) силлиманитсодержащие сланцы относятся к надгруппе алевролитов и пелитов, а гнейсы к пелитовым и железистым аргиллитам. По классификации (Юдович, Кетрис, 2000) сланцы и гнейсы к сиаллитам (рис. 5). Для них характерен широкий разброс значений гидролизатного модуля (ГМ), для гнейсов (рис. 5) 0.2 - 0.55. Согласно диаграмме ФМ-НКМ (Юдович, Кетрис, 2000), они принадлежат к глинистым породам каолинитового состава. Индекс интенсивности химического выветривания CIA (Al_2O_3 *100/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) и химический индекс выветривания CIW = (Al_2O_3 *100/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O) (Harnois, 1988) в кварцитах и силлиманитса-держащих сланцев варьирует в переделах 75-99, тогда как в гнейсах он составляет 56-77, что указывает об образовании их за счет продуктов переотложенных кор выветривания. Таким образом, полученные данные свидетельствует о преобладании каолинитовой составляющей осадков.

Графики распределения редких и редкоземельных элементов в кварцитах и вмещающих их силлиманитовых сланцах и гнейсах представлены на рис 6. Для кварцитов прослеживается некоторое преобладание легких РЗЭ над тяжелыми (La_N/Yb_N=0.7-12), в связи, с чем тренды распределения нормированных к хондриту содержаний РЗЭ (рис. 7 б). имеют небольшой наклон (Gd_N/Yb_N=0.27-1.96). В кварцитах обогащенных цирконом и рутилом наблюдается некоторое обогащение тяжелых РЗЭ, это связано с преобладанием тяжелых РЗЭ в цирконах (см рис. 7). Отрицательная Еи аномалия отсутствует. Содержание легких лантаноидов в кварцитах варьирует в пределах 0.66 до 12 ррт, увеличиваясь в силлиманитсодержащих разновидностях до 75 ррт, и достигает максимума в силлиманитовых сланцах (134-655 ррт). Концентрация тяжелых лантаноидов в кварцитах остается примерно на одном уровне, не превышая 1 ррт.

Относительно силлиманитсодержащих сланцев, кварциты характеризуются дифференцированным распределением «неподвижных» в процессах метаморфизма элементов-примесей с отчетливыми положительными аномалиями Nb, Ta, (La/Nb = 0.05-0.14), Sr, Pb, Zr, Hf и Ti (рис. 6 а). Наличие Zr и Hf аномалии может свидетельствовать о преобладанием в областях сноса гранитоидов. Для силлиманитовых сланцев характерно обогащение группой легкими P3Э (La_N =164-21, La_N/Yb_N =179-31) относительно тяжелых, что выражается крутым наклоном кривой (см. рис.7 а). Помимо этого сланцы отличаются слабо выраженной или отсутствием аномалии Eu (Eu/Eu* = 0.94-0.61) и разнонаправленным поведением Th и Sr. Относительно сланцев гнейсы обладают схожим дифференцированным спектром распределения P3Э. Для них характерно наличие отрицательной аномалии Eu (Eu/Eu* = 0.73-0.4), Nb, Ta и Ti.

Распределение РЗЭ в цирконах характеризуется сильным фракционированием (рис. 7) и высоким (Lu/Gd)п отношением. Цирконы из силлиманитовых сланцев и биотит-амфиболовых гнейсов демонстрируют положительную Се-аномалию (рис. 5), и некоторое выполаживание отрицательной Еи-аномалии. Суммарное содержание РЗЭ в них колеблется от 3975 до 7638 хондритовых единиц в сланцах и 2351-4367 в гнейсах, соответственно. По характеру распределения РЗЭ цирконы кварцитов аналогичны цирконам из сланцев, но для них фиксируется отсутствие отрицательной Еu-аномалии и положительной Се-аномалии, и более низкое суммарное содержание РЗЭ - 58-300.

Изотопная (O, D, SR, ND) характеристика пород

На месторождении изучен изотопный состав кислорода в породообразующих минералах из кварц-мусковит-силлиманитовых сланцев, биотит-амфиболовых гнейсов и х пегматитовых жил (Избродин и др., 2014), кварцитов из различных флангов месторождения. Изотопный состав кислорода в минералах, незначительно различается между собой и характеризуются только отрицательными значениями δ^{18} O SMOW (рис.8). Порядок изотопного обогащения δ^{18} O минералов (рутил, магнетит, титаногематит, слюда (мусковит, биотит), силлиманит, кварц) находится в соответствии с равновесным фракционированием, отмеченным для метаморфических пород.



Рис. 5. Сводные модульные диаграммы $\Gamma M((TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2) - \Phi M(Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO)/SiO_2 \Phi - TM(TiO_2/Al_2O_3) - HKM HKM(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 (Юдович, Кетрис, 2000). 1 – гнейсы; 2 – силлиманитсодержащие сланцы.$



Рис. 6. Распределение редких и редкоземельных элементов породах Кяхтинского месторождения Светло-серое поле биотит-амфиболовые, двуслюдяные гнейсы.



Рис.7. Спектры распределения REE, нормированные на состав хондрита в цирконах из метаморфических пород Кяхтинского месторождения.



Рис. 8. Изотопный состав кислорода δ180 (‰, SMOW) в минералах из пород Кяхтинского месторождения. 1 – кварц; 2 – мусковит; 3 – рутил; 4 – силлиманит; 5 – гематит; 6 - лазулит; 7 - биотит; 8 - апатит

Изученные слюды характеризуется высокой деплетированностью дейтерием. В биотите из пегматита оно составляет – 188.9‰, в биотит-амфиболовых гнейсах - 200.6‰ δD, а в мусковитах из силлиманитсодержащих пород достигает – 208.7‰ δD. Близкие значения (-160,0...-175,3‰ δD) установлены в мусковитах кварцитов. Таким образом, полученные значения δ18О и δD близки между собой и характеризуются существенно метеорным источником флюидов.

Согласно изотопно-кислородным термометрам температуры образования силлиманитовых сланцев рассчитанных по (Zheng, 1991; Sharp Z.D, 1995; Chacko et. al 1996) варьируют в интервале 780 -540°С. Температуры, вычисленные для кварцитов (согласно (Zheng, 1991; Zheng, Simon, 1991; Chacko et. al 1996) составили 720–600°С.

Изотопный состав неодима изучен в гнейсах различного состава, силлиманитсодержащих сланцев и кварцитов. Содержания в них самария (1-5 ppm) и неодима (9-25 ppm) низкие, а в кварцитах очень низкие. Изотопный состав Nd в гнейсах варьирует в пределах +0.41-+5.0, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr0 = 0.70432-0.70572 и имеют неопротерозойский Sm/Nd модельный возраст – TNd(DM) = 898-524 млн.лет. Кварциты различных участков также характеризуются сильно варьирующими положительными значениями ϵ Nd (T) от 0.8 до 6.1, а модельные Sm-Nd возраста протолитов TNd(DM) находятся в пределах от 690-610 млн.лет. Кварциты обогащенные цирконом и рутилом, дают более высокие положительные значения ϵ Nd (T) - +8.42-+9.52, и молодой возраст источника TNd(DM)=152-247 млн. лет, что связано, скорее всего, с нарушением Sm–Nd системы при наложенных процессах. Подобные случаи известны для пород содержащих менее 3 ppm Sm и Nd (Grau et al., 1996). Значения ϵ Nd(T) в силлиманитовых сланцах чуть ниже, чем в кварцитах, характеризуются величинами ϵ Nd(T) в пределах от -0.91-+2.28 и модельным возрастом протолита 654-588–млн. лет. Что также соответствует верхнерифейско-вендскому возрасту протолита.

Таким образом, совокупность геохронологических данных позволило определить временной интервал главных метаморфических событий в регионе. Наиболее «древний» фиксируемый на настоящий момент на данной территории оказался позднепалеозойский этап. Традиционно он связывается с аккреционно-коллизионными событиями и сопровождавшим их гранитообразованием широко проявленными в этот период. Наиболее четко зафиксирован завершающий мезозойский этап (144-119 млн. лет) синхронизированный с закрытием Монголо - Охотского океана и последовавшими за ним процессами рифтообразования. В след за (Скляров и др., 1997) мы считаем, что образование данных пород происходило в результате экспонирования Бургутуйского метаморфического ядра последовавшего за коллизионно-субдукционными процессами при закрытии Монголо-Охотского океана.

Протолитами пород являлись каолинитовые коры выветривания, образовавшиеся за счет эрозии существенно кислых пород. Модельный возраст их варьирует в интервале 898-588 млн.лет, что свидетельствует о разрушении и сносе разновозрастных источников. Полученные изотопные данные кислорода и водорода в силлиманитсодержащих сланцах, гнейсах и кварцитов указывают на преобладающую роль метеорной воды, участвовавшей при их образовании. Минимальный температурный интервал полученный по минеральным и изотопным термометрам зафиксирован в пределах 640-690 °C и 780 -540°C, соответственно.

Геохимическая характеристика пород (изотопный состав неодима, стронция и редкоэлементный состав пород) выполнена за счет средств РФФИ (17-05-00309), определение возраста, изотопный состав кислорода осуществлялось при финансовой поддержке проекта РФФИ 16-35-00365 мол а.

Список литературы

- Избродин И.А., Рипп Г.С., Карманов Н.С. Фосфатная и сульфат-фосфатная минерализация силлиманитсодержащих пород Кяхтинского месторождения (Западное Забайкалье // Зап. РМО. 2008. ч. 137, вып. 3. с.94-106.
- Избродин И.А., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Посохов В.Ф. Возраст метаморфизма силлиманитсодержащих сланцев Кяхтинского месторождения (Юго-Западное Забайкалье) // Геология и Геофизика. 2010. № 2. с. 235-239.
- Избродин И.А., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф. Изотопный состав кислорода и водорода в метаморфизованных высокоглиноземистых породах юго-Западного Забайкалья // Докл. РАН. 2014. Т. 459. № 3. С. 352–356.
- Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Пономарчук В.А., Сальникова Е.Б. Структура и возраст комплекса метаморфического ядра Бургутуйского хребта (Юго-Западное Забайкалье) // Докл. РАН. 2006. т. 406. № 6. с. 788–792.
- Неелов Н.И. Петрографическая классификация метаморфических, осадочных и вулканических пород. Ленинград: Наука, 1980. 100 с.
- 6. Цибульчик В.М. Поведение титана в коре выветривания метаморфических пород // М. Наука, 1972. 135 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. Санкт-Петербург.: Наука, 2000. С. 47-50.
- Chacko T., Hu X.S., Mayeda T.K., Clayton R.N., Goldsmith J.R. Oxygen isotope fractionations in muscovite, phlogopite, and rutile // Geoch. et Cosmoch. Acta. 1996. V.60. P. 2595-2608.
- Grau G., Rosing M., Bridgwater D., Gill R.C.O. Reseting of Sm–Nd systematic during metamorphism of >3.7 Ga rocks: implications for isotopic models of early Earth differ entiation // Chem. Geol. 1996. V. 133. P. 225–240.
- Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering // Sediment. Geol. 1988. V.55, P. 319–322.
- Sharp Z.D. Oxygen isotope geochemistry of the Al₂SiO₅ polymorphs // Amer. J. of Sci. 1995. V. 295. P. 1058–1076.
- Zheng Y.-F. Calculation of oxygen isotope fractionation in metal oxides // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. 55. P. 2299-2307.
- Zheng Y-F., Simon K. Oxygen isotope fractionation in hematite and magnetite: a theoretical calculation and application to geothermometry of metamorphic iron formation // Europ. J.of Miner. 1991. V. 3. P. 877–886.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАННЕМЕЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Избродин И.А. ¹, Дорошкевич А.Г. ^{1,2},

¹Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6a, izbrodin@ginst.ru ²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т акад. Konmюга, 3; doroshkevich@igm.nsc.ru

В пределах Западного Забайкалья известно большое количество разнородных по геохимическим признакам интрузивных комплексов объединенных в Ангаро - Витимский батолит. Возраст данного батолита оценивается в период примерно с 330 до 275 млн. л. (Цыганков и др., 2017). Немногочисленные щелочные массивы (20 интрузивов), пространственно тесно ассоциируют с батолитом, и располагаются в полосе северо-восточного простирания, протяженностью свыше 450 км и шириной около 50 км. Относительно природы щелочных пород существуют разные, порой диаметрально противоположные точки зрения. По мнению исследователей, они могут являться как магматическими образованиями, так и метасоматическими. Очень дискуссионным оказался вопрос о времени проявления щелочного магматизма. На ранних этапах на основании изучения Rb-Sr и K-Ar изотопных систем и геологических наблюдений возраст пород был определен в пределах 595-167 млн. лет, что не позволял достоверно ответить на этот вопрос. На сегодняшний день проведены более прецизионные геохронологические исследования, что позволило сделать вывод, как минимум, о двух этапах формирования щелочных интрузивов: раннепалеозойский (520-485 млн. лет) и позднепалеозойский (309-290 млн. лет). Установленный нами возраст Амалатского, Сириктинского, Ципинского, Право- и Верхне-Улиглинского массивов позволяет пересмотреть историю геологического развитияданного региона. В данном сообщении приведены результаты геохронологических исследований (⁴⁰Ar-³⁹Ar, U-Pb SHRIMP II, LA ICPMS), и изотопные (Nd) данные по массивам.

Амалатский, Сириктинский, Ципинский и Верхне-Улиглинский массивы расположены на Витим-Амалатском междуречье и в бассейнах рек Ципа и Талоя (рис. 1). Вмещающей рамой для них служат кристаллические известняки, сланцы различного состава, гнейсы, амфиболиты и интрузии гранитоидов. Подробная геологическая и петрографическая характеристика массивов представлены в монографиях А.А. Конева (1982) и А.О. Шаракшинова (1984).

Для уточнения времени становления Верхне-Улиглинского, Ципинского, Право-Улиглинского массивов было проведено U/Pb датирование по циркону, выделенному из преобладающих разновидностей пород. Результаты исследований представлены в таблице 1.

На Верхне-Улиглинском массиве был выделен циркон из нефелинового сиенита (проба В-У 436) и альбитизированного нефелинового сиенита (проба В-У 435). Аналитически значимых различий в возрасте этих пород выявлено не было. На графике с конкордией нефелиновых сиенитов и альбитизированных разностей образуют конкордатные значения возраста 245.9 ±2.1 и 247.6 ±2.5млн. лет, соответственно. Для определения времени становления Ципинского массива были проанализированы в разной степени альбитизированные нефелиновые сиениты (проба Ци-395 - 241.9 ±2.3 млн. лет (SHRIMP -II), проба Ци 383 - 241.6±1.5 млн. лет (LA-ICP-MS)), щелочно-полевошпатовые сиениты (проба Ци 321 - 240.0±1.9 млн. лет (LA-ICP-MS)) и альбититы (проба Ци 328 - 250±2.2 млн. лет (LA-ICP-MS)). Завышенный возраст полученный по альбититам скорее всего связан с наличием мелкой вкрапленностью торита, ксенотима, черчита, торианита в цирконах. На Право-Улиглинском массиве циркон выделен из альбитизированных нефелиновых сиенитов (проба П-У 38 249±1.4 млн. лет (LA-ICP-MS)).

Таблица 1.

№ пробы	Порода	Минерал	Изотопная система	Возраст, млн лет	eNd(T)	
Верхне-Улиглинский массив						
В-У 436	Нефелиновый сиенит	циркон	U-Pb (SHRIMP II)	245.9 ±2.1	-1.7	
В-У 435	Альбитизированный нефелиновый сиенит		U-Pb (SHRIMP II)	247.6 ±2.5		
Ципинский массив						
Ци-395	Нефелиновый сиенит	- циркон	U-Pb (SHRIMP II)	241.9 ±2.3		
Ци 383	Нефелиновый сиенит		U-Pb (LA-ICP-MS)	241.6±1.5	5.8	
Ци 321	Щелочно-полевошпатовый сиенит		U-Pb (LA-ICP-MS)	240.0±1.9	1.9	
Ци 328	Альбитит		U-Pb (LA-ICP-MS)	250±2.2	2.1	
Право-Улиглинский массив						
П-У 38	Альбитизированный нефелиновый сиенит	Циркон	U-Pb (LA-ICP-MS)	249±1.4	5.1	
419/3	Нефелиновый сиенит				5.3	
П-У 35	Щелочно-полевошпатовый сиенит				2.1	

Геохронологические данные и eNd(T) для щелочных пород Витимского плоскогорья

Амалатский массив								
509-A	Ийолит	амфибол	Ar-Ar	260.9 ± 2.7	1.6			
506	Щелочной сиенит				1.7			
Сириктинский массив								
263	Нефелиновый сиенит	нефелин	Ar-Ar	257.4±3.2	8.4			
529	Щелочной сиенит				5.7			

Примечание. eNd(T) рассчитано для валового состава пород.



Рис. 1. Схема расположения щелочных массивов на Витимском плоскогорье с полученными U-Pb (SHRIMP II, LA ICP MS) и Ar-Ar геохронологическими данными. 1 – Центрально-Азиатский складчатый пояс; 2 - Сибирская платформа; 3 - позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья; 4 - щелочные массивы: А – Амалатский, В-У – Верхне-Улиглинский, П-У - Право-Улиглинский, С- Сириктинский, Ц - Ципинский.

Для установления времени становления Амалатского и Сириктинского массивов были проведены Ar-Ar изотопные исследования (таблица 1), амфибола отобранного из образца ийолита (обр. 509-А - 260.9 ± 2.7 млн. лет) и нефелина из нефелиновых сиенитов (проба 262 - 257.4±3.2 млн. лет).

Значения изотопного состава неодима пород исследуемых массивов приведены на рисунке 2 и таблице 1. Нефелиновые сиениты Ципинского, Сириктинского и Право-Улиглинского массивов характеризуются значениями єNd (T), варьирующими от 5.1 до 8.4, что свидетельствует о преобладании деплетированного компонента в источнике расплавов. С другой стороны, наиболее альбитизированные сиениты (обр. 321 и ПУ 35) показывают низкие значения єNd (T) от 2.1 до 1.9. Щелочные породы Амалатского и Верхне-Улиглинского массивов имеют более низкие величины єNd (T): от 1.6 до –1.7.

Таким образом, полученные значения возраста щелочных пород вышеуказанных массивов имеют значительное временное сходство и ложатся в интервал 261-241 млн. лет. В этот же период массивы были затронуты процессами альбитизации. Изотопная неоднородность ($\epsilon Nd(T) = +8.4...-1.7$) щелочных пород свидетельствует о гетерогенности источников вещества с участием деплетированного компонента. Для Амалатского массива просматривается участие ассимилированного корового карбонатного вещества. Принимая во внимание полученные данные можно с уверенностью говорить о раннемезозойских тектономагматических явлений на площади Витимского плоскогорья, охватывающий временной промежуток 20 млн. лет. Учитывая возраст 266 млн. лет полученный для щелочных гранитов Ингурского массива (Лыхин, 2015) и магматическую активность поздней перми раннего триаса северо-восточной части Китая (Li et al., 2017) вполне вероятно более широкое развитие данных процессов на территории Ангаро-Витимского батолита.

Геохимическая характеристика пород (изотопный состав неодима) выполнена за счет средств гранта Российского научного фонда (проект № 15-17-20036), определение возраста осуществлялось при финансовой поддержке проектов РФФИ (14-05-00180 и 17-05-00309).



Рис. 2. Диаграмма зависимости єNd(t) от возраста для пермь-трасовых щелочных пород Витимского плоскогорья, Западное Забайкалье.

1 — пермь-трасовые щелочные породы Витимского плоскогорья; 2- базиты по (Ярмолюк и др., 2000); 3 — базальты по (Ярмолюк и др., 1997; Ярмолюк и др., 2000); 4 — позднепалеозойские щелочные породы натриевой и калиевой специализации Витимского плоскогорья (Doroshkevich et al., 2012; Избродин и др., 2017); 5 — позднепалеозойские щелочные сиениты Сынныр-ского массива по (Рыцк и др., 2017).

Список литературы

- Дорошкевич А.Г. Петрология карбонатитовых и карбонатсодержащих щелочных комплексов Западного Забайкалья: Автореф. дис.... д.г.-м.н. Улан-Удэ, 2013. 40 с.
- Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Рампилов М.О., Рипп Г.С., Ласточкин Е.А., Хубанов В.Б., Посохов В.Ф., Владыкин Н.В. Возраст, минералогическая и геохимическая характеристика пород Чининского щелочного массива, Западное Забайкалье // Геология и Геофизика. 2017. т. 58. № 8. С. 1135—1156.
- Конев А.А. Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. Новосибирск., Наука, 1982, 200 с.
- Лыхин Д.А. Результаты Ar/Ar геохронологических исследований Ингурского массива, Забайкалье / Материалы VI Российской конф. по изотопной геохронологии «Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы, перспективы». Санкт-Петербург, 2015, ИГГД РАН, с. 169-170.
- Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Смыслов С.А., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Богомолов Е.С., Толмачева Е.В., Ковач В.П. Геохимические особенности и источники позднепалеозойских высококалиевых и ультракалиевых сиенитов Сыннырского и Тасского массивов (Восточная Сибирь) // ДАН. 2017. Т.1. С.93-97.
- Цыганков А.А, Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д. Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология. 2017. Т.25. №3. С. 1-25.

- Шаракшинов А.О. Щелочной магматизм Витимского плоскогорья. Новосибирск, Наука, 1984, 183 с.
- Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Коваленко В.И., Журавлев Д.З. Изотопная неоднородность источников позднепалеозойского внутриплитного магматизма Центральной Азии (на основе данных по изотопам Sr и Nd базальтов бимодальных ассоциаций) // Геология и геофизика. 1997. т. 38. № 6. с. 1137—1142.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. с. 1—27.
- Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M. Alkaline magmatizm of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr, Nd) data // Lithos. 2012. v. 152. p. 157—172.
- Li Yu., Xu W-L., Wang F., Pei F-P., Tang J., Zhao S. Triassic volcanism along the eastern margin of the Xing'an Massif, NE China: Constraints on the spatial-temporal extent of the Mongol–Okhotsk tectonic regime // Gondwana Research. 2017. v. 48. p. 205–223.
- Tera F., Wasserburg G.J. U–Th–Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks // Earth Planet Sci. Lett. 1972. v.14. p. 281–304.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ КОМПЛЕКСА КАОБАНГ СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА И ИХ СВЯЗЬ С ЭМЕЙШАНЬСКОЙ КРУПНОЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПРОВИНЦИЕЙ

Изох А.Э.^{1,2,3}, Светлицкая Т.В.¹, Чан Чонг Хоа⁴, Шелепаев Р.А.^{1,2}, Неволько П.А.^{1,2}, Ву Хоанг Ли^{2,4}, Нго Тхи Хыонг^{2,4}

Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева, Новосибирск Новосибирский государственный университет, Новосибирск Томский государственный университет, Томск Институт геологических наук, Вьетнам, Ханой

Полученные новые U-Pb данные о возрасте дифференцированных ультрамафит-мафитовых и недифференцированных мафитовых интрузивах рифтовой зоны Шонгхиен позволяет сделать следующие выводы. Время формирования Cu-Ni-носных ультрамафит-мафитовых интрузивов двух очаговых ареалов в осевой части (Суой Кун и Бо Нинь) отвечает пермо-триасовому этапу 248 млн лет. Формирование недифференцированных габбро-долеритовых интрузивов в западной периферийной зоне рифта Шонгхиен в пределах ошибки отвечает этому возрастному рубежу – 249 млн лет. Полученные датировки не позволяют связывать проявление мантийного магматизма зоны Шонгхиен с первым основным этапом Эмейшаньской крупной изверженной провинции, как это предполагалось ранее (Хоа и др., 2008). Они совпадают со вторым этапом этой провинции для которого характерно проявление ультрамафит-мафитового и габбро-монцодиоритового мантийного магматизма. Для ультрамафит-мафитовых интрузивов устанавливается захват коровых цирконов. Преобладающими являются раннепалеозойские кембро-ордовикские и силурийские цирконы, для которых можно предполагать магматическую природу. Кроме того, отмечаются отдельные зерна или ядра с более древними датировками. Эти данные с совокупности с геологическими, петрографическими и геохимическими данными не позволяют рассматривать эти интрузивы в качестве фрагментов офиолитовой ассоциации, как это предполагается в работе (Halpin et al., 2015).

The new U-Pb data on the age of the differentiated ultramafic-mafic and undifferentiated mafic intrusions of the Song Hien rift zone allow us to draw the following conclusions. The formation of Cu-Ni ultramafic-mafic intrusions of two focal areas in the axial part (Suoi Cun and Bo Nihn) corresponds to the Permo-Triassic stage of 248 Ma. The formation of undifferentiated gabbro-dolerite intrusions in the western peripheral zone of the Song Hien rift within the error corresponds to this age limit - 249 Ma. The obtained dates do not allow to connect the manifestation of the mantle magmatism of the Song Hien zone with the first main stage of the Emeishan large igneous province, as was assumed earlier (Hoa et al., 2008). They coincide with the second stage of this province, which is characterized by the manifestation of ultramafic-mafic and gabbro-monzodiorite mantle magmatism. For ultramafic-mafic intrusions capture of crustal zircons is established. The predominant are Early Paleozoic Cambro-Ordovician and Silurian zircons, for which one can assume magmatic nature. In addition, individual grains or nuclei with older dates are noted. These data, combined with geological, petrographic and geochemical data, do not allow these intrusions to be considered as fragments of ophiolite association, as suggested in the paper (Halpin et al., 2015).

Большинство промышленных Си-Ni-ЭПГ месторождений связано с ультрамафит-мафитовым магматизмом крупных изверженных провинций (LIP) (Maier, 2005; Добрецов и др., 2010). Уникальные Cu-Ni- ЭПГ месторождения Норильского района приурочены к высокотемпературной области проявления траппов Сибирского кратона (250 млн лет), которая рассматривается как центральная часть головы глубинного мантийного плюма (Добрецов, 2010). Приуроченность платиноносных Cu-Ni месторождений к центральным частям плюмов хорошо проявлена для Эмейшаньского и Таримского плюмов (Борисенко и др., 2006; Изох и др., 2005; Shellnutt, 2014). Такая приуроченность Cu-Ni- ЭПГ месторождений к трапповому ультрамафит-мафитовому магматизму обусловлена с одной стороны высокими степенями плавления мантии, а с другой стороны высокими содержаниями ЭПГ в родоначальном расплаве. Однако Си-Ni месторождений устанавливаются и в периферийных областях крупных изверженных провинций, однако для них характерны менее значимые концентрации ЭПГ в сульфидной фазе (Хромых и др., 2013).

Для решения вопросов эволюции и латеральной зональности проявления глубинного мантийного плюма и связанной с ним металлогении идеальным объектом является Эмейшаньская крупная изверженная провинция, по которой в настоящее время имеется большое количество разноплановых данных (см обзор в работе Shellnutt 2014). На территории Северного Вьетнама благодаря крупноамплитудной сдиговой зоне Ailao Shan- Red River имеется возможность изучать как магматические ассоциации как центральной части Эмейшаньской LIP (зона Шонгда), так и периферийной ее восточной части, к которой относится рифтовая зона Шонгхиен, к которой приурочены ультрамафит-мафитовые интрузивы комплекса Каобанг, сопровождающиеся Cu-Ni-ЭПГ оруденением. Ключевым вопросом для отнесения ультрамафит-мафитового магматизма к Эмейшаньской крупной изверженной провинции является возраст этих интрузивов.

Пермотриасовые базальты платформы Янцзы давно рассматриваются как пример крупной изверженной провинции (LIP). Для первого этапа Эмейшаньского плюма характерно масштабное излияние базальтов, возраст которых отвечает 260 млн лет. В рифте Шонгда в Северном Вьетнаме описываются пермские коматииты (Hansky et al., 2004; Балыкин и др., 2006). Месторождения Cu-Ni руд с ЭПГ, связанные с Эмейшаньским плюмом известны в Южном Китае и во Вьетнаме. Коматиит-базальтовый комплекс рифта Шонгда является одним из редких примеров проявления коматиитового магматизма в фанерозое, а в связи с сопряженными с ним платиноидно-медно-никелевыми месторождениями и рудопроявлениями (Банфук, Бансанг, Банмонг и др.). Возраст рудоносного интрузива Тахоа (месторождение Банфук) 258 млн лет, что позволяет относить его к первому этапу Эмейшаньской крупной изверженной провинции. Аналогичных возраст получен нами для ультрамафит-мафитового массива Чинанг также приуроченному к зоне Шонгда.



Рис 1. А) Главные структурно-тектонические подразделения Северного Вьетнама: 1 – протерозойский фундамент; 2-4 – структурно-формационный комплексы: 2 – ранне-среднепалеозойские; 3 пермо-триассовые; 4 – юриско-меловые; 5 – четвертичные отложения; 6 – сдвиговая зона Красной реки (Шонгхонг); 7 - сутура Шонгма; 8 – пояс Чонгшон (Индокитайский блок); 9 – блок Sibumasu. Тектоническая схема из работы (Хоа и др., 2008)

В) Региональная структурная карта зоны Шонгхиен, на которой показано расположение массивов комплекса Каобанг (Svetlitskaya et al., 2017)

Fig. 1.

(A) Major structural-tectonic units of northern Vietnam. 1 Proterozoic basement; 2–4 structural-formational complexes: 2 – Early-Middle Paleozoic, 3 – Permian-

Triassic, 4 – Jurassic-Cretaceous; 5 Quaternary deposits; 6 Song Hong Shear Zone; 7 Song Ma Suture; 8 Indochina Block; 9 Sibumasu Block. Tectonic scheme from Hoa et al.

(2008).

(B) Regional structural map of the Song Hien domain showing local distribution of mafic-ultramafic intrusions of the Cao Bang Complex (Svetlitskaya et al., 2017).

Ранее нами предполагалось, что ультрамафит-мафитовые и мафитовые интрузивы зоны Шонгхиен также относятся к первому этапу ELIP. В то же время некоторыми авторами этот магматизм вообще рассматривается вне связи с ELIP и трактуются как проявление ультрамафит-мафитового магматизма связанного с позднепалеозойскими офиолитами (Halpin et al., 2015). Таким образом, датирование ультрамафит-мафитовых и мафитовых интрузивов зоны Шонгхиен не только позволяет обосновать ее связь с Эмейшаньской LIP, но и уточнить геодинамические модели их формирования.

Пермо-триассовый магматизм впадины Шонгхиен представлен вулкано-плутоническими ассоциациями бимодального характера: риолит-базальтовой, ультрамафит-мафитовой, габбро-долеритовой и гранит-гранофировой. В ранних работах ультрамафитовые интрузивы были объединены вместе с габбро-долеритовыми телами в единый пикрит-диабазовый комплекс Каобанг. В последующих работах нашего коллектива на основании минералого-геохимической и металлогенической специализации, долеритовые и ультрамафит-мафитовые интрузивы предлагалось относить к разным ассоциациям (Ноа et al., 2008), однако их возрастные соотношения не были установлены.

В этой связи нами в 2016 году были предприняты специальные работы по датированию ультрамафит-мафитовых и мафитовых интрузивов зоны Шонгхиен, характеристика которых приведена в работах (Балыкин и др., 2006; Хоа и др., 2008; Svetlitskaya et al., 2016, 2017). В качестве объектов для исследований выбраны следующие интрузивы.

а) ультрамафит-мафитовые: Суйокун (Suoi Cun), Донг Чанг (Dong Sang), Хой Хоанг (Khoi Khoang) и Бо Нинь (Bo Ninh);

б) мафитовые: Бан Зием (Ban Giem) и Хат Хан (Hat Han) (рис.1). Ультрамафит-мафитовые интрузивы располагаются вблизи разломной зоны Каобанг, которая считается осевой для рифта Шонгхиен, тогда как габбро-долеритовые интрузивы приурочены к периферийным частям этой зоны (рис. 1).

U-Pb датирование цирконов проведено на вторично-ионном микрозонде высокого разрешения (SHRIMP-II) в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург). Съемка выполнена Н.В. Родионовым, которому авторы выражают искреннюю благодарность.

Массив Суой Кун (Suoi Cun). Ранее нами предпринимались попытки датирования пород этого массива. В пробе АН2419 плагиолерцолита были выявлены ксеногенные цирконы с широким диапазоном возрастов (от 2900 до 460 млн лет), а по единичным мелким зернам была получена датировка 260 млн лет, что позволило нам отнести время формирования этого массива к первому этапу Эмейшаньской LIP (Хоа и др., 2008). Сходны данные были получены и для габброноритов этого массив. В работе (Halpin et al., 2015) возраст массива Суой Кун с большой ошибкой оценивается в 274 +/- 18 млн лет.

Для датирования отобрана проба плагиолерцолита (проба S16-51) с сульфидной вкрапленностью из северной части интрузива. В этой пробе выделено четыре возрастных группы цирконов: 1843, 1033, 491 и 248 млн лет. Первые три следует рассматривать как ксеногенные цирконы, захваченные магмой. Последняя группа представлена удлиненными цирконами с осциляторной зональностью, в которых ядерные части и краевые зоны дают близкие значения возраста (250-247 млн лет). Такие же значения возраста получены по каймам округлых (ксеногенных) цирконов. Расчет конкордантного возраста для 5 точек этого кластера дает значение 248, 4 \pm 2,9 млн лет, что можно принять за время кристаллизации массива Суой Кун. Полученный возраст совпадает с датировкой риолитов проявленных в этом же районе (Хоа и др., 2018; Halpin et al., 2015). Массив Хой Хоанг (Khoi Khoang). Массив находится в 7 км к юго-востоку от массива Суой Кун и представляет собой небольшое тело оливиновых габбро-долеритов (рис. 1). Для датирования выбрана проба S16-26 меланократового оливинового габбро-долерита с сульфидной вкрапленностью. Из этой пробы удалось выделить только несколько зерен цирконов. Для удлинённого хорошо ограненного зерна циркона по двум точкам получен конкордантный возраст 247.8 ± 4.1 млн лет. По небольшим оплавленным зернам со сложной зональностью получены более древние значения 390 и 419 млн лет. Таким образом можно предполагать, что время формирования этого массива совпадает со становлением массива Суой Кун.

Массив Бо Нинь (Bo Ninh). Данный массив располагается на самом севере зоны Шонгхиен (рис 1) и представлен небольшим телом биотитсодержащих меланократовых оливиновых габбро с сульфидной вкрапленностью (Svetlitskaya et al., 2017). Для датирования отобрана проба свежего биотитсодержащего оливинового меланогаббро (S16-30/2), а также проба структурного латерита вблизи коренного обнажения (S16-32). В обоих пробах преобладают удлиненные призматические хорошо ограненные кристаллы цирконов с секториальной зональностью. В них полностью отсутствуют ксеногенные ядра. Цирконы характеризуются близкими содержаниями урана (260-800 г/т), тория (300-800 г/т) и U/Th соотношениями (1,2-1,7), что свидетельствует об их магматической природе. Для пробы (S16-30/2) по 10 точкам получен возраст 248,4 ± 1 млн лет. Для пробы (S16-32) из латерита по 9 точкам призматических цирконов получено значение $248,3 \pm 1,2$, что в точности соответствует пробе из коренного обнажения. Для одного зонального зерна получено значение 419 млн лет, что свидетельствует о захвате коровых ксеногенных цирконов. Полученные данные показывают возможность использовать пробы из структурного латерита для датирования габброидов, при этом исключается засорение проб при дроблении. Таким образом время формирования массива Бо Нинь в точности совпадает с временем формирования ультрамафит-мафитовых массивов из ареала Суой Кун (248 млн лет).

Массив Бан Зием (Ban Giem). Данный массив располагается в 50 км к западу от г. Као Банг и относится к габбро-долеритовому типу. Он сложен субофитовыми безоливиновыми габбро-долеритами и долеритами, при этом в отличии от ультрамафит-мафитовых интрузивов в нем отсутствует дифференциация (Балыкин и др., 2006; Хоа и др., 2008). Для датирования была отобрана проба (S16-59) структурного латерита по крупнозернистым субофитовым амфиболовым габбро-долеритам по дороге г.Као Банг - уездный центр Бао Лак. Для этой пробы характерно преобладание хорошо ограненных призматических кристаллов циркона, с однородными темными ядерными частями и более светлой каймой. Для краевых частей отмечается секториальная зональность, характерная для магматических цирконов. Для цирконов из этой пробы установлены высокие концентрации урана (2000-3600 г/т) и тория (1500-5500 г/т) при значительных вариациях U/Th соотношений (0,8-3,1). Оценка возраста проводилась главным образом по краевым зонам цирконов. Тем не менее получился большой разброс значение от 280 до 235 млн лет при среднем значении 248 млн лет.

Массив Хат Хан (Hat Han). Массив располагается на самом северо-западе зоны Шонгхиен и относится к недифференцированным интрузивом габбро-долеритового типа в составе комплекса Каобанг. Он вмещает одноименное золотое месторождение. По составу массив аналогичен массиву Бан Зием. Для датирования отобрана проба (S16-65) свежего

безоливинового габбро-долерита по дороге на золотое месторождение Хат Хан. Для этой пробы характерны крупные обломки секториальных цирконов и более мелкие хорошо ограненные призматические зерна с отчетливой осциляторной зональностью. Ядра ксеногенных цирконов не обнаружены. Для большинства цирконов характерны невысокие содержания урана (100-500 г/т) и тория (150-700 г/т) при выдержанных U/Th соотношениях (0,90 -1,8). По 8 точкам получено конкордантное значение возраста 249,1 ± 1,1 млн лет, что можно принять за время кристаллизации данных габбро-долеритов. Этот возраст в пределах ошибки соответствует времени формирования ультрамафит-мафитовых интрузивов в осевой части зоны Шонг-Хиен. Кроме того, в этой пробе установлено одно зерно циркона для которого получен раннепалеозойский возраст - 491,9 млн лет, что свидетельствует о возможной коровой контаминации.

Таким образом полученные нами новые данные о возрасте дифференцированных ультрамафит-мафитовых и недифференцированных мафитовых интрузивах рифтовой зоны Шонгхиен позволяет сделать следующие выводы:

Время формирования Сu-Ni-носных ультрамафит-мафитовых интрузивов двух очаговых ареалов (Суой Кун и Бо Нинь) отвечает пермо-триасовому этапу 248 млн лет. Аналогичный возраст имеют и проявления кислого магматизма (риолиты и граниты) в этом регионе (Хоа и др., 2008; Halpin et al., 2015).

Время формирования недифференцированных габбро-долеритовых интрузивов в западной периферийной зоне рифта Шонгхиен, если опираться на более достоверную датировку по массиву Хат-Хан, также в пределах ошибки отвечает этому возрастному рубежу – 249 млн лет.

Полученные данные не позволяют связывать проявление мантийного магматизма зоны Шонгхиен с первым основным этапом Эмейшаньской крупной изверженной провинции, как это предполагалось ранее (Хоа и др., 2008). В то же время они совпадают со вторым этапом этой провинции, для которого также характерно проявление ультрамафит-мафитового и габбро-монцодиоритового мантийного магматизма. Подобный мантийный магматизм проявлен в зонах Фунгы и Логам в Северном Вьетнаме (Хоа и др., 2008), где он синхронен высокоглиноземистым гранитам комплекса Пиа Биок. Аналогичные массивы описаны и в центальной части ELIP (массив Анюй). Геохронологические данные полученые по цирконам из монцонитов этого интрузива дают значение 247 +/- 3 млн лет. (Yu et al., 2014).

Для рудоносных ультрамафит-мафитовых интрузивов по цирконам устанавливается захват коровых цирконов. Преобладающими являются раннепалеозойские кембро-ордовикские и силурийские цирконы, для которых можно предполагать магматическую природу. Кроме того, отмечаются отдельные зерна или ядра с более древними датировками. Эти данные с совокупности с геологическими, петрографическими и геохимическими данными не позволяют рассматривать эти интрузивы в качестве фрагментов офиолитовой ассоциации, как это предполагается в работе (Halpin et al., 2015).

Данная работы выполнялась при поддержке грантов РФФИ-Вьет №16-55-540003 и РФФИ № 16-05-00980 и мегагранта №13-05-12056

Список литературы

1. Балыкин П.А., Поляков Г.В., Чан Чонг Хоа, Лавренчук А.В., Изох А.Э., Нго Тхи Фыонг, Глотов А.И., Хоанг Хыу Тхань, Петрова Т.Е., Васюкова Е.А. Состав и условия формирования позднепермского платиноидно-медь-никеленосного лерцолит-габбронорит-долеритового комплекса Каобанг (Северо-Восточный Вьетнам) // // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (7), с. 825-837.

- Борисенко А.С. Сотников В.И. Изох А.Э. Поляков Г.В. Оболенский А.А. Пермо-триасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 166—182.
- Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.
- Изох А.Э., Поляков Г.В., Чан Чонг Хоа, Балыкин П.А., Нго Тхи Фыонг. Пермотриасовый ультрамафит-мафитовый магматизм Северного Вьетнама и Южного Китая как проявление плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 942—951.
- Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С. Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1648-1667
- Чан Чонг Хоа, Изох А.Э., Поляков Г.В., Борисенко А.С., Чан Туан Ань, Балыкин П.А., Нго Тхи Фыонг, Руднев С.Н., Ву Ван Ван, Буй Ан Ньен. Пермотриасовый магматизм и металлогения Северного Вьетнама в связи с Эмейшаньским плюмом // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 637—651.
- Halpin Jacqueline A., Hai Thanh Tran, Chun-Kit Lai, Sebastien Meffre, Anthony J. Crawford, Khin Zaw U-Pb zircon geochronology and geochemistry from NE Vietnam: A 'tectonically disputed' territory between the Indochina and South China blocks // Gondwana Research, 2015, V 34, p 1152-1163
- Hanski E., Walker R. J., Huhma H., Polyakov G. V., Balykin P.A., Hoa T. T., Phuong N. T. Origin of the Permian-Triassic komatiites, northwestern Vietnam // Contributions to Mineralogy and Petrology, 2004, V. 147, № 4, p. 453-469
- Maier W.D. Platinum-group element (PGE) deposits and occurrences: Mineralization styles, genetic concepts, and exploration criteria // J. African Earth Sci., 2005, 41, p. 165–191.
- Shellnutt J. Gregory The Emeishan large igneous province: A synthesis // Geoscience Frontiers, 2014, V. 5, p. 369-394.
- Song-Yue Yu, Xie-Yan Song, Lie-Meng Chen, Xiao-Biao Li Song-Yue Yu, Xie-Yan Song, Lie-Meng Chen, Xiao-Biao Li Postdated melting of subcontinental lithospheric mantle by the Emeishan mantle plume: Evidence from the Anyi intrusion, Yunnan, SW China // Ore Geology Reviews, 2014, №57, P. 560–573
- Svetlitskaya T.V., Tolstykh N.D., Izokh A.E., Phuong Ngo The PGE geochemical constraints on the origin of the Ni-Cu-PGE sulfide mineralization in the Suoi Cun intrusion, Cao Bang province, Northeastern Vietnam Mineralogy and 2015 2015 V. 109, №2, p 161-180
- Svetlitskaya Tatyana V., Nevolko Peter A., Thi Phuong Ngo, Trong Hoa Tran, Izokh Andrey E., Shelepaev Roman A., An Nien Bui, Hoang Ly Vu Small-intrusion-hosted Ni-Cu-PGE sulfide deposits in northeastern Vietnam: Perspectives for regional mineral potential // Ore Geology Reviews, 2017, №86, P. 615–623

СИНКОЛЛИЗИОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЦАСП)

Кармышева И.В.***, Владимиров В.Г.***, Руднев С.Н.*, Шелепаев Р.А.***, Яковлев В.А.***

* Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, iri@igm.nsc.ru

** Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия, iri@igm.nsc.ru

Western Sangilen is a fragment of the Cambrian-Ordovician collisional structure, formed during the collision of the Tannuol island arc and the Tuva-Mongolian microcontinent. The evolution collisional stages of the region is characterized by its basite and granitoid magmatism. The most active intrusive processes were appeared in the period 510-465 million years. The origin and introduction of magmatic melts occurred at different levels of the earth's crust, at the present time located to a sinale erosion level. In this paper we consider the mechanisms of granite formation at the lower crust level at different stages of the tectonic-magmatic evolution of the region – granitoids of Erzin metamorphic complex and Bayankol gabbro-granite association. The granitoids of the Erzin complex are garnet-biotite parautochthonous granites formed during the melting of peraluminous metamorphic rocks. The age interval for the formation of granulites is 520-515 Ma. The Bayankol gabbro-granite association includes the eponymous polyphase gabbro-granite massif and complexes of mingling dikes (combined intrusions). Structural and petrological data indicate that the gabbro-granites Bayankol massif and the mingling dikes introduction and development during the period of the compression regime change to the regime of the stress-strain extension at the 495±5 Ma. The syncollision granitoid magmatism of Western Sangilen is a result of tectono-thermal processes at the peak of crustmantle interaction during the collision of the Tannuola island arc and the Tuva-Mongolian microcontinent. The granites of the Erzin complex and Bayankol gabbro-granite association are S-type granites and synkinematic. Their formation are due to various factors and processes occurring at the lower crust level during tectonic deformations. The first group of processes involves the formation of a lower crust granite chamber above the asthenospheric thickening at the peak of collision compression. The lift of granitoids into the upper crust levels is associated with the evolution of the Erzin tectonic zone in the period 515-465 Ma. The second group of factors and processes controlling granite formation is associated with the change in the regional compression regime to the stress-strain extension regime in the postcollision period, when the introduction of basite and granitoid magmas occurred in local zones of lower pressure and the basites served as an additional thermal source of crustal melting. In the Western Sangilen such a model formation of gabbro-granite associations was realized in the period of 495 million years as the Bayankol association was formed.

Западный Сангилен представляет собой фрагмент коллизионного горно-складчатого сооружения кембро-ордовикского возраста, сформировавшегося при столкновении Таннуольской островной дуги и Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ) (Гибшер и др., 2000; Кузьмичев, 2004; Владимиров и др., 2005). В эволюции Западного Сангилена выделяются три основных последовательных этапа: раннеколлизионный (570-535 млн лет), коллизионный (535-495 млн лет) и постколлизионный (495-430 млн лет). Пик коллизионных событий и начало растяжения орогена приходится на рубеж 495+10 млн лет (Владимиров и др., 2005; Владимиров и др., 2017). Каждый этап характеризуется своим базитовым и гранитоидным магматизмом. Наиболее активно интрузивные процессы были проявлены в период 510-465 млн лет. Зарождение и внедрение магматических расплавов происходило на разных уровнях земной коры, в на настоящий момент выведенных на единый эрозионный уровень. Эта особенность строения региона позволяет рассмотреть и реконструировать механизмы зарождения, внедрения и перемещения расплавов в различных тектонических обстановках.

В геологическом строении Западного Сангилена выделяются Мугур-Чинчилигский и Нижнеэрзинский метаморфические блоки, сочлененные по Эрзинской тектонической зоне.

В пределах Нижнеэрзинского метаморфического блока широко распространены габбро-гранитные ассоциации и параавтохтонные гнейсограниты.

В строении Мугур-Чинчилигского блока преобладают основные магматические породы: выделяется крупный Башкымугурский габбро-монцодиоритовый массив и секущие его тела Байдагского гранит-лейкогранитного массива.

Внутри Эрзинской тектонической зоны выделяются параавтохтонные граниты эрзинского комплекса, Матутский гнейсогранитный, Ухадагский и Нижнеулорский гранитный массивы.

В данной работе будут рассмотрены механизмы гранитообразования на нижнекоровом уровне на разных этапах тектоно-магматической эволюции региона – гранитоиды эрзинского метаморфического комплекса и баянкольская габбро-гранитная ассоциация.

Эрзинский метаморфический комплекс пространственно приурочен к одноименной тектонической зоне. В его составе выделяются мигматиты разной степени плавления, авто- и параавтохтонные граниты. В лейкократовой части мигматитов преобладает кварц и плагиоклаз. Меланосомы преимущественно сложены биотитом, кордиеритом, гранатом, плагиоклазом, силлиманитом и шпинелью (Qtz+Pl₃₀+Bt₆₀+Crd₄₀+Grt₈₀+Sil+Spl). Визуально на макро- и микроуровне структура, текстура и состав диатектитов отвечают гранитам, но с повышенным содержанием граната и кордиерита (Qtz+Pl₂₆+Bt₅₁+Crd₃₈+Grt₈₅+Ms). Агрегаты высокоглиноземистых минералов представляют собой захваченные из мигматитов ксенокристы, о чем свидетельствует их морфология (обломочные, угловатые кристаллы со следами частичного плавления) и их состав, аналогичный составам кордиерита и граната в мигматитах.

Выплавки автохтонных гранитов (Qtz-40-45%, Pl20-40-45%, Kfs – 10%, Bt₆₀ – 1-2%) наблюдаются непосредственно в мигматитовых толщах. Они характеризуются «лапчатыми» контактами и постепенным переходом из лейкосомы мигматитов в мелкозернистые граниты. Параавтохтонные граниты, широко распространенные в пределах эрзинского комплекса, представляют собой средне-мелкозернистые, слабо разгнейсованные гранат-биотитовые граниты (Qtz - 30-35%, Pl₂₇ - 40-45%, Kfs – 15-20%, Bt₆₀ – 5%, <u>+</u> Grt₈₅). По составу граниты относятся к низко- и нормально-щелочному ряду (SiO₂ - 69,11-71,20 мас.% и Na₂O+K₂O - 5,10-7,21 мас.%), характеризуются умеренной калиевостью (1,84-2,79 мас.%) и высоким содержанием глинозема (A/CNK - 1,02-1,54). В породах эрзинского комплекса наблюдается преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ((La/Yb), -4,4-21,5): незначительное в мигматитах и более ярко выраженное в гранитах. Содержание Еи характерно для мигматит-гранитного комплекса: минимум в мигматитах (Eu/Eu* - 0,76-0,92) и четко проявленный максимум в автохтонных гранитах (Eu/ Eu* – 1,9-0,9). Мигматиты характеризуются более низким Sr/Y отношением (4-6,4), чем автохтонные граниты - 14,5-29,7. Для всех пород комплекса отмечаются минимумы по Nb и Ti и максимум по Ba.

Мигматиты и граниты представляют собой единый генетический ряд, образованный при плавлении высокоглиноземистых метаморфических пород до образования гранитного расплава (Кармышева и др., 2017). Степень гомогенизации пород и их распределение по площади комплекса неоднородны.

Оценка условия автохтонного гранитообразования и определение РТ-параметров метаморфизма эрзинского комплекса проводилось на четырех участках. По ассоциации $Qtz+Pl_{30}+Bt_{60}+Crd_{40}+Grt_{80}$, соответствующей по составу меланосоме из мигматитов степень метаморфизма соответствует гранулитам: T=835°C и P=7,2 кбар. В диатектитах с гранитной структурой ($Qtz+Pl_{26}+Bt_{51}+Crd_{38}+Grt_{85}$) значения РТ-параметров отвечают: T=730°C и P=5,3 кбар. В мигматитах высокой степени плавления ($Qtz+Pl_{33}+Bt_{60}+Crd_{40}+Grt_{74}$) отсутствует мусковит и гранат имеет более магнезиальный состав, что отражается на полученных значениях давления и температуры в мигматитах с большой долей гранитных выплавок ($Qtz+Pl_{30}+Bt_{62}+Crd_{46}+Grt_{85}+Sil$) отвечают T=790°C и P=5,4 кбар.

Характерной чертой эрзинского комплекса является наличие субвертикально вытянутых зональных гранат-кордиеритовых, гранат-кордиерит-пироксеновых реститов, образующих деформационные структуры растяжения С/S-типа. Минеральный состав внешних зон реститов отвечает выплавкам диатектитов с высоким содержанием высокоглиноземистых минералов (граната и кордиерита).

Помимо взбросо-сбросовых деформаций, в породах эрзинского комплекса наблюдаются многочисленные C/C'/S и C'/S структуры растяжения с субгоризонтальной левосдвиговой кинематикой. Они деформируют как мигматиты, так и выплавки авто- и параавтохтонных гранитов.

При детальных петрологических исследованиях пород эрзинского комплекса наблюдается несоответствие интенсивности деформаций в шлифах и в обнажениях. На микроуровне для пород с явными следами деформаций, наблюдаемыми в обнажениях, характерны гранобластовые, гипидиоморфные структуры. Однако, при детальном анализе петрографических шлифов отчетливо видно, что гранобластовая структура – это статическая рекристаллизация ранее деформированных минеральных агрегатов.

Возрастной интервал формирования гранулитов составляет 520-515 млн лет.

Этот период характеризуется пиком коллизионных событий, максимальным сжатием, и заложением Эрзинской тектонической зоны, что привело к увеличению теплового потока за счет общего утолщения земной коры и подъема мантийного материала. Появление выплавок автохтонных гранитов в мигматитах приурочено к локальным зонам растяжения при субвертикальных деформациях, а масштабное гранитобразование в пределах комплекса происходило при формировании нижнекоровых камер гранитного материала за счет увеличения тепла и последующего локального сброса давления при заложении тектонической зоны. Вязко-пластичный характер деформаций, наблюдаемый в мигматит-гранитах, и РТ-параметры пород указывают на достаточно большую глубину (24-28 км) протекания процессов магмообразования.

В состав Баянкольской габбро-гранитной ассоциации включены интрузии Эрзинской тектонической зоны, петротипами которых являются одноименный полифазный габбро-гранитный массив и комплексы минглинг-даек (комбинированные интрузии). Под понятием «ассоциация» авторами подразумевается совокупность интрузивных породных комплексов различного состава, объединенных сходными тектоническими обстановками формирования в узком временном интервале. Данные интрузивные образования могут быть пространственно разобщены в пределах одной тектонической зоны или ареала.

Баянкольской габбро-гранитный массив расположен в нижнем течении р. Баян-Кол, на правом берегу р. Эрзин. Его возраст отвечает 489±3 млн лет (Ar/Ar, Hbl, габброиды (Изох и др., 2001)), 507±14 млн лет (U-Pb, Zrn, гранодиорит (Козаков и др., 2001)); 496,5±3,6 млн лет (U-Pb, Zrn, диорит (Козаков и др., 1999)). Массив относится к мезоабиссальной фации глубинности и имеет полифазное строение (от ранних к поздним интрузивным фазам): первая фаза – габброиды, вторая – гранодиориты, третья – граниты и лейкограниты.

По составу габброиды относятся к нормально-щелочной серии (SiO₂ – 45,37-58,33 мас.% и Na₂O+K₂O – 1,75-5,35 мас.%). Спектры распределения РЗЭ в габброидах характеризуется пологими отрицательными спектрами (La/Yb)_N = 5,5-8,61; (Eu/Eu*)_N = 0,9-1,66. Гранодиорит-граниты Баянкольского массива относятся к низко- и умеренно-щелочным гранитоидам S-типа (SiO₂ – 62,41-74,49 мас.% и Na₂O+K₂O – 3,85-7,87 мас.%) с умеренным и высоким содержанием калия (0,97-4,45 мас.%) и глинозема (A/CNK - 0,86-1,66).

Внедрение базитового расплава Баянкольского массива происходило в зоны локального растяжения в условиях понижения общего давления. Об этом свидетельствуют индикаторные структуры в обрамлении габброидного массива и микроструктуры сдвигового генезиса в его контактовом ореоле (Кармышева, 2012; Кармышева и др., 2017). Внедрение базитовых магм послужило дополнительным тепловым источником при прогреве вмещающих метапелитов и последующего анатектического выплавления гранитов и гранодиоритов. Выплавление и перемещение кислого расплава происходило на фоне сдвиговых деформаций с левосторонней кинематикой.

Базиты комбинированных даек представлены широкими вариациями составов пород от амфиболовых монцогаббро (Hbl+Kfs+Pl+Bt+Qtz) до диоритов (Hbl+Pl+Bt+Qtz). Структура пород порфировидная: амфибол и биотит образуют гломероскопления с ситовидной структурой. На контакте с салической частью дайки в базитах концентрируются лейсты биотита, а содержание амфибола уменьшается, вплоть до его полного исчезновения (Karmysheva et al., 2015; Яковлев и др., 2016; Цыганков и др., 2018 (в печати)). Мафическая часть относится к породам нормального и умеренно-щелочного ряда (SiO₂ - 45,48-61,77 мас.% и Na₂O+K₂O - 2,82-6,83 мас.%). Преимущественно, они характеризуются повышенным содержанием К₂О (0,88-2,97 мас.%). Содержания титана в породах варьирует от 0,79 до 1,93 мас.%. Распределение РЗЭ характеризуется отрицательными спектрами с преобладанием LREE над HREE (La/Yb), - 4,62-9,54 и отсутствием Еи-аномалии (Eu/Eu*), - 0,86-1,16. На мультиэлементных спектрах наблюдается обогащение Cs, Rb, U, Th, K и минимумы по Nb, Hf, Ti.

Состав салической части минглинг-даек варьирует от граносиенитов (Kfs+Pl+Qtz+Bt+Hbl) до лейкогранитов (Pl+Qtz+Kfs+Bt) (Karmysheva et al., 2015; Яковлев и др., 2016; Цыганков и др., 2018 (в печати)). Породы характеризуются широкими спектрами значений (SiO₂ – 61,63-76,37 мас.% и Na₂O+K₂O – 5,48-8,88 мас.%), располагаясь, преимущественно, в области нормально-щелочных умеренно-калиевых пород. На диаграмме Шенда они занимают промежуточное положение между высоко- и умеренноглиноземистыми разностями (A/CNK – 0,86-1,37). Широкий спектр составов охватывает магнезиальные и железистые разновидности и варьирует от известковистых до известково-щелочных.

Значения РЗЭ различаются достаточно широко, однако, для всех спектров характерны отрицательные наклоны с преобладанием LREE над HREE $(La/Yb)_n = 4,3-27,26$. В кислых породах из различных минглинг-даек отмечается как отрицательная, так и положительная Eu-аномалия $((Eu/Eu^*)_n = 0,21-1,2)$. На мультиэлементных спектрах наблюдается обогащение Cs, Rb, U, Th, K и минимумы по Nb, Sr, Ti.

Комбинированные дайки (минглинг-дайки) являются продуктом смешения мантийных базитовых и гранитоидных магм различного генезиса. Становление исследуемых даек произошло на рубеже 495 млн лет (Владимиров и др., 2017). На Западном Сангилене они представляют собой дайки (рои даек) и слепые тела, имеющие в плане линзовидные, либо изометричные и неправильные формы. Они характеризуются сочетанием пластичных, хрупко-пластичных и хрупких деформаций. Признаки пластичных деформаций – извилистый и фестончатый характер границ между мафическими и салическими породами; магматическое течение и др. Признаки хрупко-пластичных и хрупких деформаций – существование сетчатых структур; хрупкое и вязкое будинирование; секущие трещины и смещение фрагментов; угловатый и остроугольный характер фрагментов базитового состава и др.

Структурно-петрологические данные свидетельствуют, что внедрение и становление габбро-гранитов Баянкольского массива и минглинг-даек происходило в период смены режима сжатия на режим синсдвигового растяжения на рубеже 495±5 млн лет (Владимиров и др., 2017). Изначально синколлизионная взбросовая кинематика деформаций сменилась взбросо-сдвиговой и сдвиговой постколлизионного периода. Это привело к появлению локальных зон растяжения и обеспечило миграцию основных и кислых расплавов. Корреляция структурных и изотопно-геохронологических данных дает основание утверждать, что внедрение и становление габбро-гранитов баянкольской ассоциации контролировалось тектоническими деформациями в период региональной смены обстановок сжатия на обстановки растяжения.

Выводы

Синколлизионный гранитоидный магматизм Западного Сангилена является продуктом тектоно-термальных процессов на пике коллизионного корово-мантийного взаимодействия при столкновении Таннуольской островной дуги и Тувино-Монгольского микроконтинента.

Гранитоиды эрзинского метаморфического комплекса и породы баянкольской габбро-гранитной ассоциации являются ключевыми объектами, отражающие данные события.

По составу граниты эрзинского комплекса и баянкольской габбро-гранитной ассоциации отвечают S-типу и по своей природе являются синкинематическими. Однако, их формирование связано с различными факторами и процессами, происходившими на нижнекоровом уровне в условиях тектонических деформаций.

Первая группа процессов предполагает формирование нижнекоровой гранитной камеры над астеносферным выступом на пике коллизионного сжатия. Выведение гранитоидов в верхние уровни коры связано с эволюцией Эрзинской тектонической зоны в период 515-465 млн лет.

Вторая группа факторов и процессов, контролировавших гранитообразование, связана со сменой режима регионального сжатия на режим растяжения в постколлизионный период, когда внедрение базитовых и гранитоидных магм происходило в локальные зоны пониженного давления, а базиты служили дополнительным тепловым источником корового плавления. Для Западного Сангилена такая модель формирования габбро-гранитных ассоциаций была реализована в период 495 млн лет становлением баянкольской ассоциации. Исследование выполнено при финансовой поддержке проектов РФФИ № 15-05-05615, 16-05-01011, базового проекта фундаментальных исследований ИГМ СО РАН № VIII.72.2.2., проекта Министерства образования и науки РФ № 5.1688.2017/ПЧ.

Список литературы

- Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // Докл. РАН, 2005. Т. 405. № 1, с. 82-88.
- Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилена (ЮВ Тува): свидетельства развала коллизионной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // Geodinamics & Tectonophysics, 2017, V.8, ISSUE 2, p. 283-310.
- Гибшер А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г. Геодинамическая природа раннепалеозойской покровно-складчатой структуры Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Докл. АН. 2000. Т. 370. № 4. С. 489-492.
- Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А. и др. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири. Материалы науч.-практ. конф. Новосибирск, 2001. С. 68-72.
- Кармышева И.В. Синкинематические граниты и коллизионно-сдвиговые деформации Западного Сангилена (ЮВ Тува) // Автореферат канд. диссертации. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2012, 16 с.
- Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Владимиров А.Г. Синкинематический гранитоидный магматизм Западного Сангилена (ЮВ Тува) // Петрология. 2017. Т.25. №1, с. 92-118.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. №2. С.174-190.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. №3. С. 22-43.
- Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
- Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Яковлев В.А., Хубанов В.Б., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Буянтуев М.Д. Новые данные по составу и U-Pb (LA-ICP-MS) изотопному возрасту комбинированных даек Западного Сангилена (Тувино-Монгольский массив, ЦАСП) // Геология и геофизика, 2018, в печати.
- Яковлев В.А., Кармышева И.В., Владимиров В.Г. Геолого-структурная характеристика минглинг даек Эрзинской тектонической зоны (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Петрология магматических и метаморфических формаций. Вып.8. Материалы всероссийской петрографической конференции с Международным участием. –Томск: Изд-во Томского ЦНТИ. 2016. – С. 365-370.
- Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Vladimirov A.G., Shelepaev R.A., Yakovlev V.A., Vasyukova E.A. Tectonic position of mingling dykes in accretion-collision system early Caledonides of West Sangilen (South-East Tuva, Russia) // Geodynamics & Tectonophysics. 2015.6 (3). pp. 289–310.

КОМАТИИТОВАЯ СЕРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СУМОЗЕРСКО-КЕНОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Каячев Н.Ф.,

NFkayachev@yandex.ru

В статье приведены материалы по коматиитам мезоархея Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса в восточной части Балтийского щита. Породы коматиитовой серии залегают среди вулканогенно-осадочных отложений лопия, где представлены в 3 фациях глубинности – эффузивной (с туфами), силловой (субвулканической) и гипабиссальной в крупных расслоенных мафит-ультрамафитовых массивах. Выделяются петрографические группы пород соответствующие петрохимическим типам с ярко выраженной дискретностью по содержанию MgO. Коматииты относятся к Al-недеплетированному типу (Манро-тип) с некоторой обогащенностью Al₂O₃. Зоны гидротермально-метасоматического изменения коматиитов и вмещающих базальтов в зонах складчатости и скалывания перспективны в отношении золотоносности.

KOMATIITE SERIES WITHIN EASTERN SECTION OF THE SUMOZERO-KENOZERO GREENSTONE BELT, BALTIC SHIELD

Kayachev N.F.,

NFkayachev@yandex.ru

The paper reports data on the meso-Archean komatiites from the Sumozero-Kenozero greenstone belt within eastern section of the Baltic Shield. The komatiite-series rocks are confined to metabasalts in tholeiitic basalt succession, and, besides, they are interbedded with andesites of the Lopian volcano-sedimentary sequence at different stratigraphic levels. Komatiite magmatism is revealed in (1) effusive bodies (with tuffs), (2) sills and hypabyssal rocks (3). Distinct petrographic groups consistent with petrochemical types, established on the basis of the MgO value, have been recognized. Zones of hydrothermal-metasomatic alteration of the komatiites and hosting basaltic rocks (listvenites) are promising indicators of gold mineralization.

Введение

В статье приведены материалы по коматиитовой серии Токшо-Волошовской зоны Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса Балтийского щита (рис. 1). В пределах Токшинской площади коматииты впервые установлены и описаны в составе лопийских отложений мезоархея В.В. и В.С. Куликовыми (Куликова, Куликов, 1981). Впоследствии, при проведении поисковых работ и тематических исследований автором установлено широкое распространение коматиитов в разрезах осадочно-вулканогенных отложений лопийского комплекса (Каячев, 2012). В процессе этих исследований была составлена карта магматических формаций основных-ультраосновных пород юго-восточной части Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса, где были закартированы области распространения коматиитов, дана их петрологическая и металлогеническая специализация.

К коматиитовой серии отнесены породы с содержанием MgO>9% с разделением их на низкомагнезиальные (НКБ), высокомагнезиальные коматиитовые базальты (ВКБ) и собственно коматииты согласно классификации принятой в работе (Коматииты..., 1988). В составе серии ультраосновные породы выделяются в трех фациальных группах. Это собственно коматииты (вулканиты – эффузивы и туфогенные отложения), силлы и крупные мафит-ультрамафитовые гипабиссальные массивы. Необходимо отметить, что изучение пород проводилось по разрезам скважин, поэтому расшифровать внутренние строение эффузивных покровов или потоков коматиитов не всегда удавалось, несмотря на целеноправленность исследований. Строение силлов и массивов ультрамафиртов по структуре пород изучено достаточно подробно. Петрохимическое изучение пород проводилось в процессе поисковых работ на Au и Cu-Ni руды, поэтому коматииты в некоторых разрезах были изучены сплошным керновым опробованием.

Геологическое положение пород коматиитовой серии

Коматииты. Коматииты встречаются на разных уровнях лопийских отложений, но более всего закартированы в пределах каренской толщи, где на их долю приходится 67% разреза общей мощностью около 500 метров. Представлены они в виде отдельных потоков, покровов, но чаще образуют переслаивающиеся горизонты, мощностью до 100 метров. В частности, скважинами 340, 340А, 340Б, 340В, 341 вскрыты разрезы рассланцованных и метаморфизованных ультрамафических вулканических пород, реконструкция первичного состава которых позволила выявить до 15 потоков при мощности 70-100 метров. Непосредственно в скважине 340А по петрографическим и петрохимическим данным выделено 7 потоков перидотитовых коматиитов, мощность которых колеблется от 2 до 20 метров. По характеру распределения MgO можно предположить, что в крупных потоках проявлена расслоенность, но, возможно, они состоят из 2-3 более мелких потоков, границы между которыми стерты наложенным метаморфизмом. В вышеперечисленных толщах отмечается переслаивание перидотитовых коматиитов с высокомагнезиальными, реже низкомагнезиальными коматиитовыми базальтами, но отсутствуют толеитовые базальты. В других случаях отмечается переслаивание коматиитов с базальтами, иногда с андезитами и кремнистыми сланцами.

При выделении коматиитов важным диагностическим признаком является структурно-текстурные особенности пород, указывающие на их эффузивную природу (лавы со структурой спинифекс, подушечная отдельность, брекчиевые текстуры и т.д.). В пределах Токшо-Волошовской зоны обнаженность отсутствует, все коматииты выделены по разрезам скважин, что безусловно накладывает определенные сложности. Но наибольшие трудности обусловлены зеленокаменным метаморфизмом. В процессе метаморфизма первичные структуры пород коматиитовой серии стираются, происходит массовая хлоритизация и амфиболизация. В некоторых случаях тремолит и актинолит в силу своих кристалломорфологических особенностей образуют немато-лепидобластовые структуры, сходные со структурой спинифекс. Поэтому многие типичные интрузивные гипербазиты нацело хлоритизированные и амфиболизированные могут ошибочно быть отнесены к вулканитам.

По петрографическому составу породы коматиитовой серии подразделяются на пироксенитовые и перидотитовые. НКБ и ВКБ с содержанием MgO от 10 до 14 и от 14 до 24 % соответствуют пироксеновым и плагиопироксеновым петрографическим типам. Ультраосновные породы с содержанием MgO > 24 % - коматиитам со структурой спинифекс или кумулятивным перидотитам.

Высокомагнезиальные коматиитовые базальты представлены темно-зелеными, серовато-зелеными породами с порфировой, квенч или спинифекс структурами. В последних, по размерности выделяются крупнозернистые и микрозернистые пироксеновые коматииты, в которых структура обусловлена наличием крупных таблитчато-удлиненных зерен пироксена, погруженных в раскристаллизованную основную массу. Размеры призматических зерен пироксена колеблются от 0,3 до 1,5 см, а в некоторых случаях до 3 см и составляют 40-60 % объема породы. Пироксеновые ВКБ с микроспинифекс-структурами характеризуются наличием игольчатых зерен пироксена, погруженных в апостекловатую массу. Размеры зерен составляют 0,3-1,5 мм. В отдельных шлифах наблюдаются микроспинифекс-структуры, в которых игольчатые зерна пироксена образуют «войлок» и составляют до 80-90 % объема породы. Мезостазис в пироксеновых ВКБ с микроспинифекс-структурой в зависимости от степени раскристаллизации составляет от 10-20 до 40-50 %. Основная масса представлена ассоциацией вторичных минералов, среди которых отмечаются актинолит, хлорит, пренит, эпидот, цоизит, кальцит, которые образуются, по-видимому, в процессе раскристаллизации стекла.

Низкомагнезиальные коматиитовые базальты в некоторых случаях не отличаются от ВКБ. Однако в них иногда наряду с микроспинифекс-структурой, сложенной пироксеном, в качестве примеси присутствует плагиоклаз. Структура таких пород может быть охарактеризована как микроспинифекс (по пироксену), так и витрофиро-микролитовая (по плагиоклазу). Кроме того, в НКБ в качестве порфировых выделений иногда присутствует плагиоклаз, а стекло основной массы более кислое, чем у ВКБ. При его расскристаллизации образуется альбит, эпидот, цоизит, хлорит, актинолит, иногда кальцит и кварц.

Перидотитовые коматииты со структурой спинифекс скважинами вскрывались крайне редко, но реликты ее иногда сохраняются в условиях зеленокаменного метаморфизма. Лавобрекчии с подушечную отдельностью встречаются довольно часто. Под микроскопом устанавливаются обломки пород, сложеные полностью серпентинизированными зернами оливина и пироксена погруженные в апостекловатую массу хлорита и серпентина с ярко выраженным однородным погасанием минералов в скрещенных николях. В других случаях выделение перидотитовых коматиитов проводилось по отсутствию в апоультраосновных породах реликтов полнокристаллических магматических структур и на основе тесного их переслаивания с НКБ, ВКБ и базальтами. По петрографическому составу выделяются тремолит-серпентиновые, хлорит-тремолит-серпентиновые, тальк-хлорит-серпентиновые, тальк-хлоритовые и другие типы пород с различным количественным содержанием вторичных минералов. Кроме эффузивов по разрезам скважин отмечались туфы, ультраосновные по составу. Впоследствии, при петрохимических исследованиях, в этих породах отмечались аномальные содержания ряда петрогенных элементов.

Силлы коматиитов. Наряду с эффузивами в разрезах лопия часто встречаются силлы коматиитов. Силлы картируются положительными аномалиями по результатам площадной магниторазведки, имеют протяженность до 2 км при мощности от 20 до 100 метров по материалам геофизики и бурения скважин. При этом было определено, что тела силлов имеют прямую и обратную намагниченность, а залегают они согласно с осадочно-вулканогенными отложениями, имеющими изоклинально-складчатое строение. Поэтому в строении лопийского комплекса возможно не простое наращивание, а сдваивание разрезов супракрустальных отложений.

К числу хорошо изученных силлов коматиитов относятся тела расположенные в урочище Сирдомох. Ультраосновные породы здесь представлены в виде крупных глыб делювия и вскрыты скважинами. Скважиной 143 (в интервале 50.0-112 м) вскрыты серпентиниты темно-серого цвета с зеленоватым оттенком массивной текстуры. Породы метаморфизованы, свежие минералы не обнаружены, но сохраняется реликтовая кумулятивная структура. Содержание вкрапленников первичного оливина в породе от контакту к центру силла изменяется от 30 до 65%. Основная масса представлена хлоритом, серпентином и, реже, амфиболом.

Ультраосновные породы силла залегают в толще, представленной переслаиванием андезитов, перидотитовых коматиитов, высокомагнезиальных и низкомагнезиальных коматиитовых базальтов (рис. 2). Контакты силла с вулканитами осложнены зонами дробления, карбонатизации и оквацевания. В связи с поисками Cu-Ni руд по скважине 143 было проведено сплошное поинтервальное опробование с последующим химическим анализом пород по всему разрезу вулканитов и ультраосновных пород силла.

Ультрамафиты гипабиссальных массивов

Мафит-ультрамафиты гипабиссальных массивов слагают крупные тела, залегающие согласно с супракрустальными отложениями лопия и относятся к коматиитовой серии. Изучены они крайне слабо за исключением Кенозерского массива, в пределах которого автором проводились поиски Cu-Ni руд.

Кенозерский массив в плане картируется в виде крупного линзовидного тела вытянутого в меридиональном направлении на 8 км при ширине до 1 км (рис.1). Контакты его с вмещающей толщей преимущественно тектонические. Вмещающей для массива является толща, включающая стратифицированные горизонты амфиболитов, хлорит-серпентин-амфиболовых пород по коматиитам и базальтам, и кремнистых сланцев с колчеданным оруденением. Массив сложен ультрамафитами и габброидами со значительным преобладанием первых. Двучленное строение массива, возможно отражает его контрастную расслоенность.

В строении ультрамафитов Кенозерского массива отмечается ярко выраженная зональность. В зоне восточного эндоконтакта ультрамафитов с кремнистыми сланцами наблюдается мощная зона закалки, а далее отмечаются постепенные переходы от слабо раскристаллизованных пород к кумулятивным пикритам и оливинитам в центральной части массива. Первичные минералы пород не сохраняются за исключением единичных зерен пироксена и хромшпинелида. В зоне закалки ультрамафиты представлены хлоритом, серпентином и тремолитом. Хлорит представлен пеннином и клинохлором и имеет однородное погасание, подчеркивая его апостекловатую природу. В раскристаллизованных породах в ультрамафитах отчетливо проявляется реликтовая кумулятивная структура, в которой кумулусная фаза была представлена редкими зернами пироксена, а в основном оливина. В процессе серпентинизации и метаморфизма кумулусная фаза замещена псевдоморфозами серпентина, а интеркумулусная сложена тремолитом, актинолитом и хлорит-антигоритовыми агрегатами, реже карбонатами и бруситом, а также рудными минералами. Количество вкрапленников оливина изменялось от 15-25% в эндоконтакте до 80-90% в центральной части массива. При этом, несмотря на метаморфизм, хорошо сокраняется первичная гипидиоморфная структура. В настоящее время ультрамафиты Кенозерского массива сложены серпентинитами, тремолит-серпентиновыми и, реже, хлорит-тремолит-серпентиновыми породами.



Рис. 1. Схематическая геологическая карта восточной части Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса. 1-супракрустальные осадочно-вулканогенные отложения лопийского комплекса мезоархея; 2-гранитоиды постлопийские; 3-области гранитизации лопийских отложений; 4-зоны распространения коматиитов; 5-массивы расслоенных ультрамафитов; 6-силлы коматиитов; 7-массивы и дайки габброидов. Цифрами показаны участки детального исследования коматиитов (1) и ультрамафитов Кенозерского массива (2).


Рис. 2. Геологический разрез пород коматиитовой серии, вскрытый скважиной 143.

1-силл коматиитов с элементами дифференциации и расслоения; 2-перидотитовые коматииты; 3-высокомагнезиальные и низкомагнезиальные коматиитовые базальты; 4-андезиты; 5-зоны дробления, карбонатизации и окварцевания; 6-четвертичные отложения.

Петрохимические особенности ультрамафитов коматиитовой серии

Петрохимические особенности коматиитовой серии представляют исключительный интерес в связи с их значением для познания состава верхней мантии, проблем магматической петрологии и эволюции докембрийской литосферы. Несомненный интерес вызывают коматииты в металлоганическом аспекте, т.к. с определенными типами ультраосновных вулканитов связаны крупнейшие месторождения медно-никелевых руд и опосредованно золоторудных. Петрохимические особенности пород коматиитовой серии рассмотрены на примере 260 химических анализов, представительные выборки которых приведены ниже (табл. 1, 2, 3).

На классификационной бинарной диаграмме MgO – TiO₂ почти все фигуративные точки ультрамафитов вытягиваются в тренд, соответствующий коматиитовой серии архейских зеленокаменных поясов (рис. 3). Содержание MgO в породах является главным в рассмотрении вопросов классификации и номенклатуры коматиитов, рекомендованных Подкомиссией по систематике изверженных пород (ПСИП) Международного союза геологических наук и Терминологической комиссией (ТК) и ее преемником Межведомственным петрографичесим комитетом РАН (МПК РАН). При этом имеются значительные различия, связанные с разными подходами к построению классификационных таблиц и диаграмм (Куликов и др. 2012).

На гистограмме распределения MgO в породах коматиитовой серии Токшо-Волошовской зоны (без массивов гипабиссальных ультрамафитов) отмечается ярко выраженная дискретность как при пересчете составов на безводный остаток, так и без пересчета (рис. 4 а, б). На гистограмме с пересчетом на безводный остаток в дискретных группах минимумы в содержаниях MgO (вес., %) составляют: 18,76, 25,47% и 29,0%. Граница между НКБ и ВКБ (группы I и II) не прослеживается в виду их низкой петрохимической изученности. Граница с дискретным содержанием MgO=18,76% в породах коматиитовой серии восточной части Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса практически совпадает со значением (MgO=18%), которое делит ультрамафит-мафитовые петрохимические серии на мафитовые и ультрамафитовые части, используемые в зарубежной классификации (Komatiites, 1982; Arndt, Lesher, 2004). Граница с содержанием MgO=25,47% почти соответствует классификации коматиитов (MgO=24±1%) с разделением их на перидотитовые коматииты, а также на группу низкомагнезиальных и высокомагнезиальных коматиитовых базальтов (Коматииты...,1988). Граница с содержанием MgO=29,0% является ведущей в разделении вулканитов и кумулятивных пород силлов и гипабиссальных ультрамафитов. Следует однако отметить, что среди серии коматиитов Токшо-Волошовской зоны в типичных вулканитах содержание MgO иногда выше этого значения. Напротив, в силлах и гипабиссальных ультрамафитах с типичной кумулятивной структурой в зонах эндоконтактов тел содержание MgO снижается до уровня менее 24-25%.

Важными петрогенетическими значениями коматиитов являются содержания CaO, Al₂O₃, TiO₂ и их отношения (Sun, Nesbitt, 1978; Ланда, 1990). В связи с наложенным зеленокаменным метаморфизмом отмечаются значительные вариации содержаний Ca, Al, Ti в породах коматиитовой серии Токшо-Волошовской зоны. Однако усредненные данные их отношений, учитывая большое число химических анализов, приближаются к истинным и соответствуют типичным коматиитам архейских зеленокаменных поясов.

На графике в координатах Al_2O_3 - TiO₂ (рис. 5) фигуративные точки пород группируются вдоль хондритового отношения и в этом плане они аналогичны коматиитам типа Манро. Незначительная часть вулканитов отличается от этого генерального тренда, приближаясь по соотношению этих окислов к породам барбертонского типа. При этом одна группа (1) характеризуется повышенным содержанием TiO₂, а другая (2) – пониженным содержанием Al₂O₃. К коматиитам барбертонского типа были отнесены породы, впервые установленные в районе р. Токши (Куликова, Куликов, 1981).

Отношения CaO/Al₂O₃ и Al₂O₃/TiO₂ в породах коматиитовой серии приведены на соответствующих гистограммах (рис. 6). Отношение CaO/Al₂O₃ изменяется в широких пределах, что связано с включением в выборку кумулятивных пород силлов. Вулканиты коматиитовой серии относятся к породам с нормальной (хондритовой) величиной CaO/Al₂O₃. Среднее отношение в вулканитах практически равно хондритовому и составляет 0,98. Кумулятивные породы в силлах характеризуются пониженным содержанием кальция, поэтому среднее содержание в породах всей серии снижается и составляет 0,84. Среднее отношение Al₂O₃/TiO₂ составляет 20,44, что практически соответствует хондритовому – 20,4.

Весьма показательными являются гистограммы распределения отношений Al_2O_3/TiO_2 и CaO/Al_2O_3 при построении их с различной категорийностью. При разбиении общей выборки (n=211) на 20 категорий (групп) отмечается бимодальное распределение отношений петрогенных окислов (рис. 6 а, б). В первом случае, мода с низкой величиной Al_2O_3/TiO_2 связана с высоким содержанием титана в вулканитах (барбертонский тип). Мода низким содержанием CaO/Al_2O₃ обусловлена низким содержанием кальция в кумулятивных породах.

При разбиении общей выборки (n=211) на 32 категории (группы) наблюдается равномерное, но многомодальное распределение отношений Al₂O₃/TiO₂ и CaO/Al₂O₃. В частности, при средней хондритовой величине отношения Al₂O₃/TiO₂, все породы вулканитов разбиваются на 6 однородных групп (рис. 6 в, г). Покровы, потоки вулканитов в общей толще пород коматиитовой серии приобретают свои индивидуальные особенности. По-видимому, связано это с процессами ликвации (расслоения) в коматиитовых расплавах, с формированием большей части пород коматиитовой серии.

Коматиит формирует относительно плотную магму. Безводный коматиит, содержащий 28% MgO имеет плотность около 2800 кг/м³. При этом вязкость коматиитовых магм очень низкая, от одного до двух порядков величины меньше, чем у базальта. По оценкам Р. Реннера с соавторами вязкость сухих ультраосновных лав, содержащих 28% MgO, составляет 1-2 Паскаль-секунд, что сопоставимо с 500-1000 Паскаль-секунд для типичных базальтов (Renner and etc., 1993). Высокая плотность и низкая вязкость влияют на внутреннее строение потоков, покровов и силлов коматиитов в процессе извержения. Из-за легкости, с которой оливин фракционируется в маловязких ультраосновных жидкостях, составы в различных частях коматиитовых покровов могут существенно различаться при близком их первоначальном составе, формируя таким образом слоистую структуру. Расслоение отмечается даже в силлах. В частности, в силле Сирдомох в макроскопически однородных кумулятивных ультрамафитах, расслоение фиксируется по материалам каротажных кривых и по петрохимическому составу пород по результатам кернового опробования (рис. 2). Керновое опробование проводилось с интервалом 1 м, поэтому возможно усреднение петрохимических данных. Точечное опробование, возможно выявило бы более резкую химическую контрастность в составе силла, выявленную по материалам ГИС. В гипабиссальных ультрамафитах Кенозерского массива расслоенности не выявлено. В массивах, формирующихся в более глубинных условиях, происходит постепенное изменение составов ультрамафитов от периферии к центру при более медленной кристаллизации расплава.

Таблица 1

Представительные анализы коматиитов и коматиитовых база	альтов
---	--------

			1								
L' THE	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
К-1Ы	119/19	103/31	103/35	119/15	340/97	340/125	340/151	340/40	340Б/32	340A/46	340/124
SiO ₂	49,30	44,85	46,80	50,40	46,33	45,35	45,3	45,3	41	42,35	43,4
TiO ₂	0,55	0,43	0,47	0,41	0,38	0,38	0,39	0,28	0,27	0,23	0,26
Al ₂ O ₃	11,80	10,00	9,80	9,20	7,3	7,8	7,25	6,2	6,21	4,84	5,05
Fe ₂ O ₃	1,74	1,92	1,67	1,50	2,65	1,45	0,22	1,53	6,05	5,43	3,28
Cr ₂ O ₃	0,16	0,24	0,23	0,08	0,28	0,41	0,32	0,32	0,48	0,62	0,41
FeO	8,38	10,80	10,41	9,33	7,62	9,4	10,16	6,6	5,29	4,6	6,1
MnO	0,19	0,17	0,19	0,22	0,17	0,17	0,13	0,18	0,16	0,17	0,1
MgO	11,24	15,45	16,00	14,63	19,14	19,59	20,59	24,96	24,9	25,86	27,81
CaO	11,50	9,05	7,01	8,38	8,06	7,54	4,55	4,81	3,73	3,85	3,05
Na ₂ O	1,53	0,96	0,73	0,96	0,12	0,27	0,25	0,09	0,12	0,02	0,05
K ₂ O	0,32	0,05	0,11	0,80	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01
Ррр	3,58	6,55	5,66	4,02	7,22	6,35	9,48	9,35	10,33	11,82	10,64
Σ	100,34	100,53	99,33	99,99	99,28	98,72	98,65	99,64	98,58	99,8	100,16
Ni	0,032	0,059	0,050	0,026	0,058	0,07	0,076	0,105	0,098	0,118	0,32
Со	0,007	0,010	0,006	0,006	0,008	0,01	0,01	0,009	0,01	0,009	0,011

Примечание. 1- низкомагнезиальные коматиитовые базальты; 2-7 – высокомагнезиальные коматиитовые базальты; 8-11 - перидотитовые коматииты.

Таблица 2

	Представительные анализы коматиитов в силлах											
IC	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
К-ТЫ	143/51	143/52	143/63	143/64	143/65	143/67	143/68	143/82	143/86	143/87	143/89	143/91
SiO ₂	42,96	43,32	42,65	41,65	40,85	40,20	42,10	40,30	40,50	40,50	41,40	41,80
TiO ₂	0,37	0,35	0,35	0,35	0,41	0,33	0,30	0,33	0,21	0,18	0,20	0,22
Al ₂ O ₃	7,15	7,20	5,70	6,35	6,85	5,10	5,75	5,80	5,10	5,00	5,70	5,80
Fe ₂ O ₃	5,05	4,70	4,93	4,77	3,67	4,44	3,93	5,36	6,44	5,83	4,69	4,20
Cr ₂ O ₃	0,15	0,24	0,67	0,75	0,84	0,75	0,80	0,80	0,67	0,53	0,55	0,69
FeO	5,46	5,46	5,33	5,84	5,21	4,83	6,10	5,08	5,84	5,40	5,46	5,33
MnO	0,14	0,12	0,11	0,12	0,11	0,14	0,09	0,16	0,12	0,11	0,14	0,14
MgO	25,23	25,33	27,74	28,43	30,43	28,96	28,14	30,18	30,65	28,98	30,14	30,98
CaO	4,52	4,83	3,45	3,56	2,64	4,17	2,13	1,32	1,22	2,44	1,88	1,27
Na ₂ O	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
P ₂ O ₅	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03
Ррр	7,78	7,68	8,69	8,79	9,81	11,13	9,58	10,57	10,08	10,61	10,14	9,90
Σ	99,07	99,48	99,91	100,89	101,07	100,31	99,18	100,08	100,84	99,74	100,53	100,47
Ni	0,118	0,112	0,160	0,105	0,099	0,114	0,119	0,155	0,125	0,127	0,156	0,140
Со	0,012	0,010	0,013	0,008	0,009	0,008	0,007	0,008	0,008	0,008	0,011	0,006

Таблица 3

Представительные анализы гипабиссальных ультрамафитов Кенозерского массива

L' THE	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
К-1Ы	19/73	19/78,5	1/84,0	13/51	13/88,5	14/63,0	14/72,0	14/81,0	22/93,2	22/96,6	22/105
SiO ₂	43,90	46,10	41,00	39,51	38,55	34,87	36,32	37,29	39,20	37,80	38,10
TiO ₂	0,46	0,50	0,75	0,28	0,25	0,20	0,17	0,20	0,11	0,15	0,14
Al ₂ O ₃	8,70	10,75	6,10	5,15	5,10	3,55	3,00	2,95	5,00	3,20	4,10
Fe ₂ O ₃	2,87	3,00	8,25	9,63	7,52	13,82	7,12	10,28	6,42	9,22	7,50

Cr ₂ O ₃	0,36	0,20	0,70	0,85	0,81	0,86	0,82	0,99	0,69	0,84	0,79
FeO	8,32	9,09	3,29	2,27	2,69	0,66	0,66	0,60	2,69	3,71	4,01
MnO	0,17	0,11	0,10	0,16	0,14	0,11	0,26	0,12	0,25	0,17	0,20
MgO	20,37	17,60	27,38	30,40	31,23	32,97	33,78	35,30	32,08	33,95	34,17
CaO	8,74	6,16	4,59	2,46	2,97	1,51	3,86	0,50	3,17	1,36	1,47
Na ₂ O	0,32	0,86	0,13	0,11	0,16	0,04	0,04	0,05	0,12	0,10	0,10
K ₂ O	0,12	0,03	0,01	0,02	0,15	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Ррр	5,92	5,93	8,15	9,57	10,97	11,57	14,42	11,69	10,52	10,66	10,57
Σ	100,29	100,38	100,48	100,45	100,58	100,20	100,49	100,01	100,29	101,20	101,20

Примечание. 1-8 – кумулятивные ультрамафиты: 1,2 - зона эндоконтакта; 3-5 – краевая часть; 6-8 – центральная часть массива. 9-11 – полнокристаллические перидотиты.



Рис. 3. Диаграмма MgO – TiO2 пород коматиитовой серии Токшо-Волошовской зоны





Рис. 4. Гистограммы распределения MgO в породах коматиитовой серии.



Рис. 5. Диаграмма отношений Al₂O₃ – TiO₂ в породах коматиитовой серии.

Заключение. Формирование ультраосновных пород коматиитовой серии связано с процессом частичного плавления мантийного субстрата при давлениях 25-40 кбар, степени плавления до 50% и последующей эволюцией магматического диапира. При этом образуются расплавы перидотитовых коматиитов с дунит-гарцбургитовым реститом (гипербазитовая формация), которые на определенном этапе не отделяются друг от друга в силу близкой плотности пород. Главными процессами ответственными за эволюцию расплава и формирование пород всей коматиитовой серии являются процессы дифференциации магмы в ходе процессов фракционной кристаллизации и ликвации. Магмы, которые не достигают поверхности, образуют силлы, а в промежуточных магматических камерах - массивы расслоенных мафитов-ультрамафитов, которые по петрохимическим данным имеют сходство с расслоенными комплеками офиолитовых ассоциаций.

Породы коматиитовой серии Токшо-Волошовской зоны по петрохимическим данным аналогичны никеленосным коматиитам Камбалды, но существенной Cu-Ni минерализации в них не выявлено. Более перспективны в отношении никеленосности крупные расслоенные мафит-ультрамафитовые массивы (включая Кенозерский). Однако изучены они крайне низко из-за их неблагоприятного положения. Мощность четвертичных пород в пределах наиболее крупных тел превышает 100 метров. Коматиитам Токшо-Волошовской зоны отводится весьма важная роль при оценке золотоносности отложений лопийского комплекса. В зонах тектонических нарушений коматииты совместно с базальтами замещаются лиственитами, с которыми связаны рудопроявления золото-сульфидной формации (Каячев, 2013).



Рис. 6. Гистограммы распределения Al,O_/TiO, и CaO/Al,O, в породах коматиитовой серии.

Список литературы

- Каячев Н.Ф. Формационная принадлежность ультрамафитов Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса Балтийского щита. // Современные проблемы магматизма и метаморфизма: Материалы Всероссийской конференции, посвященной 150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г.М. Саранчиной, Санкт-Петербург. Том 1. Спб.: Изд-во СПбГУ, 2012. С. 247-250.
- Каячев Н.Ф. Золотоносность Токшо-Волошовской зоны Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса юго-восточной части Балтийского щита. // Золото Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2013. С. 81-84.
- Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 192 с.
- Куликова В.В., Куликов В.С. Новые данные об архейских перидотитовых коматиитах в Восточной Карелии. // ДАН СССР, 1981. Т. 259. №3. С. 693-696.
- Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В. Классификация ультраосновных-основных высокомагнезиальных

вылканитов нормальной щелочности (новый взгляд). // Современные проблемы магматизма и метаморфизма: Материалы Всероссийской конференции, посвященной 150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г.М. Саранчиной. Том 1. Спб.: Изд-во СПбГУ, 2012. С. 335-339.

- Ланда Э.А. О петрохимической эволюции мантийного вещества (по результатам изучения ультрамафических вулканитов). // Петрохимическая эволюция магматических формаций. М. Наука, 1990. С. 174-189.
- 7. Komatiites (eds Arndt N., Nisbet E.). London: 1982. 526 p.
- 8. Arndt N., Lesher C.M. Komatiite. Encyclopedia of Geology.
- Elsevier, 2004. P. 260-268.
 Sun S.S., Nesbitt R.W. Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements. // Contrib. Mineral. Petrol., 1978, v. 65. P. 301-325.
- Renner R., Nisbet E. G., Cheadle M. J. and etc. Komatiite flows from the Reliance Formation, Belingwe Belt, Zimbabwe: I -petrography and mineralogy: J. Petrol., 1993, v 35. P. 361-400.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВОГО МАССИВА УЛАН-САРЬДАГ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Киселева О.Н¹., Жмодик С.М¹., Белянин Д.К^{1,2}., Айриянц Е.В¹., Малинкин М.А^{1,2}.

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, kiseleva_on@igm.nsc.ru ²НовосибирскийГосударственныйУниверситет, Новосибирск, Россия

GEOCHEMICAL AND MINERALOGIC INDICATORS OF THE GEODYNAMIC SETTING FOR FORMATION OF THE BASITE-ULTRABASITE MASSIVE ULAN-SARDAG (EASTERN SAYAN)

Kiseleva O¹., Zhmodik S¹., Belyanin D^{1,2}., Airiyants E¹., MalinkinM^{1,2}.

¹V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russian Federation ²Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia kiseleva on@igm.nsc.ru

The basite-ultrabasite massif Ulan-Sardag is a part of the ophiolitic complexes of the Eastern Sayan and is located between the ophiolites of the Southern (Ilchirskaya) and Northern (Holbin-Khayrkhanskay, Ehe-Shigna-Shishkhid) branches. Earlier, a reasonable assumption was made of the formation of ophiolites of the Southern branch in the mid-oceanic ridges, and the northern one in the island arc setting (Dobretsov et al., 1985; Zhmodik et al., 2008; Kiseleva et al., 2014). The massif is located in the contact zone of plagiogranite gneisses of the Gargan block with granitoids of the Sumunur complex and is underlain by volcanic and sedimentary rocks of the Ilchir suite and terrigenous rocks of the mongoshine (Irkutsk) suite. The ophiolite association in the area of the Ulan-Sardag massif includes: mantle restites (dunites, harzburgites); cumulative series - verlites, pyroxenites, gabbros. In dunites and serpentinitesare localized streaky mass, lenticular and veined chromite bodies (podiform chromitittes). The volcanogenic association is represented by rocks of the normal and subalkaline series: picrobasalts, basalts, andesibasalts, boninites, andesites, dacites, trachyandesites, trachytes and volcanogenicsedimentary, sedimentary rocks. The latest data indicate the formation of Ulan-Sardagophiolites under conditions of suprasubduction conditions of ensimatic island arc.Volcanic rocks of the normal alkalinity series have a distribution of rare-earth elements characteristic of formations formed in island-arc conditions. This is confirmed by the type of distribution of the elements on the spider diagrams. In addition, among the volcanic rockssamplesare found with petrochemical composition and geochemical characteristics (distribution of REE, spider diagrams, discrimination diagrams) fully correspond to high-Ca boninites. Ore chromspinelides are represented by chromepicotite, alumochromite, chromite, chromium magnetite and magnetite. They have composition (ms.%): Al2O3 10 ÷ 22 and 36 ÷ 39, Cr2O3 46 ÷ 53 and 28 ÷ 35; MgO 12 ÷ 15 and 19 ÷ 20. On the discrimination diagrams, chromspinels occur in the field of MORB, supra-subduction zone peridotite, and Alaskan type. In the chromites of the Ulan-Sardag massif, the PGE mineralization has Os-Ir-Ru geochemical type. It isin character for podiform chromitites of ophiolites. Platinum group minerals are presented: solid-solution laurite-erlihmanite (Ru,Os) S2, solid-solution Os-Ir-Ru. Sulfoarsenides are irarsite (IrAsS), ruarsite (RuAsS). They occur in association with sulfides PGE and BSE. Arsenide phases are rare and are represented by zakarinite (RhNiAs). It is formed at later stages magmatic processis. It occur in polyphase aggregates, together with Ni,S, and is matrix Ru⁰, (Os-Ir-Ru). In addition to the magmatic Os-Ir-Ru solid solutions, secondary PGM are also found: native Os^o (Os> 80 wt%), Ru^o (Ru = 93 wt. .%) are found in polyphase aggregates 3-5 µm in size together with CuS., RuS., (Ru,Os) S., Ni,S.,RhNiAs, Os-Ir-Ru solid solutions. The predomination of Os and Ru sulphides over Os-Ir-Ru solid solutions indicates a higher sulfur fuqacity in the mantle source of the Ulan-Sardagh basite-ultrabasite massif. As a result of the complex study, data were obtained that attest to the complex history of the Ulan-Sardagh basite-ultrabasite massif. Formation and transformation of massif occurred in various geodynamic settings: mid-ocean ridges, primitive ensimatic island arcs and subduction zones, under the conditions of occurrence of Alaskan-type formations. Thus, we can say that the rocks of the Ulan-Sardagh massif petrochemical features are characteristic, typical for the Southern (Ilchir) and Northern (Khalbin-Khairkhan) branches of ophiolites in the south-eastern part of the Eastern Sayan.

Гипербазитовый массив Улан-Сарьдаг расположен в ю-в части Восточного Саянана водоразделе р. Урик и Китой. На этой территории широко распространены офиолитовые ассоциации, которые выделяются в виде протяжённых поясов (ветвей): Южная (Ильчирская), Северная (Халбын-Хаирханская) и Эхе-Шигна-Шишхидская (Окинская зона). Улан-Сарьдагский массив представляет собой офиолитовый покров и занимает особое место, располагаясь между офиолитами Южной и Северной ветвей. Ранее было сделано обоснованное предположение о формировании офиолитов Южной ветви в обстановке срединно-океанических хребтов, а Северной – в обстановке островных дуг (Добрецов и др., 1985; Жмодик и др., 2008; Киселева и др., 2014).

Последние данные свидетельствуют о формировании улан-сарьдагскихофиолитов в надсубдукционныхусловиях обстановки энсиматических островных дуг (Гильберт и др., 2017). Массив расположен в приконтактовой зоне плагиогранитогнейсовГарганской «глыбы» с гранитоидамисумсунурского комплекса и подстилается вулканогенными и осадочными породами ильчирской свиты и терригенными – монгошинской (иркутной) (рис.1). Офиолитовая ассоциация в районе массива Улан-Сарьдаг включает в себя: мантийные реститы (дуниты, гарцбургиты); кумулятивная серия – верлиты, пироксениты, габбро. В дунитах и серпентинитах локализованы шлиро-, линзо- и жилообразные хромитовые тела. Вулканогенная ассоциация представлена породами нормального и субщелочного ряда: пикробазальты, базальты, андезибазальты, бониниты, андезиты, дациты, трахиандезиты, трахиты (рис 2 а, б) и вулканогенно-осадочными и осадочными породами (зеленокаменные эффузивы, углеродистые черные сланцы, известняки).

Геохимия вулканических пород

Вулканические породы нормального ряда щелочности имеют распределение редкоземельных элементов характерное для образований, сформированных в островодужной обстановке (рис. 3). Это подтверждается и типом распределения элементов на спайдер-диаграммах. Кроме того, среди вулканических пород обнаружены образования, петрохимический состав которых, а также геохимические характеристики (распределение REE, спайдер-диаграммы, дискриминационные диаграммы) в полной мере соответствуют высоко-Сабонинитам(рис. 3 д, е). Бониниты являются разновидностью вулканитов, которые однозначно могут свидетельствовать об их происхождении в надсубдукционных условиях энсиматических островных дуг (Скляров и др., 2016; Щипанский, 2008;Crawfordetal., 1989; LeBas, 2000).

Химические особенности рудных хромшпинелидов

Хромитовые рудопроявления в пределах массива сложены двумя типамихромититов: шлировыми и массивными. Рудная минерализация хромититов представлена хромпикотитом, алюмохромитом, хромитом, хроммагнетитом и магнетитом. Хромшпинелиды Улан-Сарьдагского массива имеют следующий состав (мас.%): Al₂O₃ 10÷22 и 36÷39, Cr₂O₃ 46÷53 и 28÷35; MgO 12÷15 и 19÷20 мас.% (Киселева и др., 2017; Сутурин, 1978, новые данные).На дискриминационных диаграммах хромшпинелиды попадают в поле MORB, supra-subductionzoneperidotiteи в поле комплексов Урало-Аляскинского типа.

Платинометальная минерализация в хромититах

Платинометальная минерализация пространственно и генетически связана с хромитовыми телами. В хромититах Улан-Сарьдагского массива ЭПГ минерализация имеет Os-Ir-Ru геохимическую специализацию, что характерно для подиформныххромититовофиолитовых комплексов (Ahmed, Arai, 2002; Büchletal., 2004; Uysaletal., 2009; Najafzadeh, Ahmadipour, 2016). Преобладающей фазой является лаурит-эрлихманит (Ru,Os)S2, что отличает Улан-Сарьдаг от Оспино-Китойского, Харанурского и Дунжугурскогоультрабазит-базитовых массивов (офиолитовые комплексы юго-восточной части Восточного Саяна) (Киселева и др., 2012, 2014, 2017; Zhmodiketal., 2014). Наряду с лаурит-эрлихманитом в меньшей степени присутствуют Os-Ir-Ru твердые растворы (рис 6а-г). Сульфоарсениды ЭПГ представлены соответственно ирарситом (IrAsS) и руарситом (RuAsS), которые встречаются в ассоциации с сульфидами(рис. 6). Арсенидные соединения встречаются редко и представлены закаринитомRhNiAs. Он формируется на поздних этапах в полифазных агрегатах, совместно схизлевудитом«цементирует» Ru⁰, (Os-Ir-Ru). Кроме магматических твердых растворов Os-Ir-Ru состава установлены и вторичные ЭПГ: самородныйOs⁰ (Os> 80 мас.%) установлен в полифазных агрегатах размером 3-5 мкм совместно с халькозином, лауритом, лаурит-эрликманитом и Ru⁰(Ru=93 мас.%) – в полифазном агрегате, размером 3-5 мкм, совместно с хизлевудитом, закаринитом, Os-Ir-Ru твердыми растворами. Преобладание сульфидов Os, Ruнад твердыми растворами Os-Ir-Rucвидетельствует о более высокой фугитивности серы в мантийном источнике Улан-Сарьдагского ультрабазит-базитового массива.

Заключение

В результате комплексного исследования получены данные, свидетельствующие о сложной истории Улан-Сарьдагскогоультрабазитового массива, формирование и преобразование пород которого происходило в различных геодинамических обстановках: срединно-океанических хребтов, примитивных энсиматических островных дуг и зоны субдукции, в условиях возникновения образований аляскинского типа. Таким образом, можно говорить, что для пород Улан-Сарьдагского массива выявлены петрохимические особенности, характерные как для Южной (Ильчирской), так и для Северной (Халбын-Хаирханской) ветвей офиолитов юго-восточной части Восточного Саяна.



Рис 1. Схема геологического строения Улан-Сарьдагского гипербазитового массива. Карта составлена по данным В. Г. Скопинцева (1995) с дополнениями.

1 – четвертичные отложения; 2 – известняки; 3- гранодиориты сумсунурского комплекса; 4- диориты сумсунурского комплекса; 5 – гнейсо-граниты Гарганской глыбы; 6 – ультраосновные породы ильчирского комплекса: гарцбургиты, дуниты; 7 – серпентиниты; 8 – пироксеновые дуниты; 9 – зеленокаменные эффузивы ильчирской свиты; 10 – гранитные интрузии (холбинский комплекс); 11 – разломы.



Рисунок 2. TAS – диаграммы для интрузивных (А) и вулканических (Б) пород массива Улан-Сарьдаг.





Рис.3 Спайдер и дискриминационные диаграммы для пород Улан-Сарьдагского массива

А, В) распределение REE и мультиэлементные спектры для андезитов, Д) бонинита; Б, Г) для пород современных островодужных обстановок; Е) мультиэлементные спектры для различных типов бонинитов;

Ж) Nb/Y-Zr/Ti отношение для вулканических пород массивов Улан-Сарьдаг и Барунгольский.

Рис. 4 Классификационная диаграмма хромшпинелидов (по Павлову, 1968)



12



Рис. 5 Дискриминационные диаграммы для хромшпинелидов Улан-Сарьдагского массива

A) Fe²⁺/Fe³⁺ - Al₂O₃ (поля по. Kamenetsky et al., 2001);

1-хромшпинели Al# 22-28; Cr# 69-75; 2-хромшпинели Al# 31-44; Cr# 61-52; 3 – хромшпинели Al# 60-66; Cr# 28-35; Б) Mg# -Cr# (поля по Barnes et al., 2001): 1 – хромпикотиты MORB; 2 – алюмохромиты MORB; 3 – алюмохромиты-хромиты, бониниты; 4 – хромиты, аляскинский тип.



Рис.6 Минералы платиновой группы в хромититах Улан-Сарьдагского массива (сканирующий электронный микроскоп).

Список литературы

- Гильберт Н.А., Айриянц Е.В., Белянин Д.К., Киселева О.Н., Жмодик С.М. Геодинамическая обстановка формирования Улан-Сарьдагского «массива» // Материалы V международной конференции «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал: / материалыV международной конференции (Гремячинск, 2-6 сентября 2017г.).
- Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляров Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985.С.34-57.
- Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С. Новосибирск: Гео, 2008. 304 с.
- Киселева О.Н., Жмодик С.М., Агафонов Л.В. Платинометалльная минерализация в хромитовых рудах офиолитов Восточного Саяна (Оспинско-Китойский и Харанурский районы) // Современные проблемы геохимии: Материалы Всероссийского совещания (с участием иностранных ученых) посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В.Таусона. Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2012 в. – В 3-х томах. – Т. 3. – 297. С. 55 – 58.
- Киселева О.Н., Жмодик С.М., Дамдинов Б.Б., Агафонов Л.В., Белянин Д.К. Состав и эволюция платинометальной минерализации в хромитовых рудах Ильчирского офиолитового комплекса (Оспино-Китойский и Харанурский массивы, Восточный Саян) // Геология и геофизика, 2014. Т. 55, № 2. С.333-349.
- Киселева О.Н., Айриянц Е.В., Белянин Д.К., Жмодик С.М. Первые данные о платинометальной минерализации в хромититах массива Улан-Сарьдаг // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал: / материалыV международной конференции (Гремячинск, 2-6 сентября 2017г.). С. 148-152.
- Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайскогоплутона. М.: Наука, 1968, 197 с.
- Скляров Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Кузьмичев А.Б., Лавренчук А.В., Переляев В.И., Щипанский А.А. Бониниты и офиолиты: проблемы их соотношения и петрогенезисабонинитов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, №1. С. 163-180.
- Сутурин А.Н. Геохимия гипербазитов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1978. 141 с.
- Скопинцев В.Г. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Гарган, Урик, Китой, Онот;

результаты поисковых работ на участке Китойском (Восточный Саян) // Отчет Самартинской и Китойской партий. Книга 1. 1995. 319 с.

- Щипанский А.А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. – М.: Издательство ЛКИ, 2008. – 560 с.
- Ahmed A.H., Arai S. Unexpectedly high PGE chromitite from the deeper mantle section of the northern Oman ophiolite and its tectonic implications // Contrib. Mineral. Petrol., 2002. V. 143. P. 263–278.
- Barnes S.J., Roeder, P.L. The range of spinel composition in terrestrial mafic and ultramafic rocks //J. Petrol.. 2001. V. 42. P. 2279–2302.
- Büchl A., Brügmann, G., Batanova, V.G. Formation of podiformchromitite deposits: implications from PGE abundances and Os isotopic compositions of chromites from the Troodos complex // Cyprus. Chem. Geol., 2004. V. 208, 217–232. http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.04.013.
- Crawford A.J., Fallon T.J., Grenn D.H. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites // Boninites // A.J. Crawford (Ed.). London: Unwin Hyman, 1989. P. 2-44.
- Kamenetsky V., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks //J. Petrol. 2001. V. 42. P. 655–671.
- Le Bas M.J. IUGS reclassification of the hish-Mg and picritic volcanic rocks // J. Petrol. 2000. V.41. P. 1467-1470.
- Najafzadeh A., Ahmadipour H. Geochemistry of platinumgroup elements and mineral composition in chromitites and associated rocks from the Abdasht ultramafic complex,
- Kerman, Southeastern Iran // Ore Geology Reviews, 2016. V. 75.P. 220–238
- Uysal I., Tarkian M., Sad ıklar, B., Zaccarini F., Meisel, T., Garut, G., Heidrich S. Petrology of Al- and Crrich ophioliticchromitites from theMuğla, SWTurkey: implications from composition of chromite, solid inclusions of platinum-group mineral, silicate, and base-metal mineral, and Os-isotope geochemistry // Contrib. Mineral. Petrol., 2009. V. 158 (5). P. 659–674. http://dx.doi.org/10.1007/ s00410-009-0402-9.
- 21. Zhmodik S., Kiseleva O., Belyanin D., Damdinov B., Airiyants E. &Zhmodik A. PGEmineralization in ophiolites of the southeast part of the Eastern Sayan (Russia) // 12thInternational Platinum Symposium. Abstracts (Edited by Anikina, E.V. et al.). -Yekaterinburg: Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, 2014, P. 221-222.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХРОМИТОНОСНЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ КУРТУШИБИНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА (СВ ЗАПАДНОГО САЯНА)

Кичеева А.В., Чернышов А.И.

Национальный исследовательский Томский государственный университет

Объектом исследования являются Калнинский и Эргакский ультрамафитовые хромитоносные массивы, которые находятся в северо-восточной части Западного Саяна.

Цель работы заключается в исследовании петрографических и петрохимических особенностей ультрамафитов исследуемых массивов.

Методы исследования. Петрографическое изучение ультрамафитов осуществлялось на современном поляризационном микроскопе AxioScop 40 фирмы Carl Zeiss. Определение петрогенных элементов в породах проводилось в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск). Определение концентраций редкоземельных элементов в ультрамафитах проводилось методом ICP-MS в «Аналитическом центре геохимии природных систем» при Томском государственном университете (г. Томск) и во Всесоюзном Институте Минерального Сырья имени Н.М. Федоровского (ВИМС, г. Москва).

Результаты. В результате петрографического изучения были установлены основные типы пород, слагающие Калнинский и Эргакский массивы, представленные, главным образом, метаморфическими ультрамафитами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса, представляющих нижнюю часть офиолитового покрова. Петрохимические и геохимические исследования позволили выявить тенденции эволюции ультрамафитов в процессе их образования и последующего высокотемпературного пластического деформирования.

Ключевые слова: ультрамафиты, петрография, гарцбургиты, дуниты, оливиниты, хромититы, геохимия, петрохимия, эволюция.

PETROGRAPHIC AND PETROGEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF CHROMITONOUS ULTRAMAFITES OF THE KURTUSHIBINSKY OPHIOLITE BELT (NORTH-EAST OF THE WEST SAYAN)

Kicheeva Anna V., Chernyshov Alexey I.

National Research Tomsk State University, Russia

The objects of the study are Kalninsky and Ergaksky ultramafic chromite-bearing massifs, which located in the northeastern part of the Western Sayan.

The purpose of the work are petrographic and petrochemical characteristics of the ultramafites of those massifs.

Methods of research. Petrographic study of the ultramafites was carried out on a modern polarization microscope AxioScop 40 firm Carl Zeiss. Investigation of whole rocks was carried out at the Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS (Irkutsk). The concentration of rareearth elements was determined by ICP-MS, which was held in the Analytic Center of Natural Systems Geochemistry of National Research Tomsk State University (Tomsk) and at the All-russian scientific-research Institute of Mineral Resources named after N.M. Fedorovsky (VIMS, Moscow).

Results. As a result of petrographic study, the main types of rock composing the Kalninsky and Ergaksky massifs are metamorphic ultramafites of the dunite-harzburgite banded complex. They are represent the lower part of the ophiolite cover. Petrochemical and geochemical studies allowed to identify the trends of evolution of ultramafic rocks during their formation and subsequent high temperature plastic deformation.

Key words: ultramafites, petrography, harzburgites, dunites, olivinites, chromitites, geochemistry, petrochemistry, evolution.

Введение

Калнинский и Эргакский ультрамафитовые массивы являются крайними северо-восточными фрагментами Куртушибинского офиолитового пояса (рис. 1), выделенного в северо-восточной части Западного Саяна (Петрология ..., 1977). Калнинский массив имеет субизометричную форму, его площадь составляет примерно 35 км² (Новые данные ..., 2008, Еханин, 2010). Он сложен породами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса. Эргакский массив состоит из двух разновеликих блоков: Лысанского (~ 75 км²) и Малоэргакского (~ 10 км²). Лысанский блок слагают породы реститового дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса. Малоэргакский блок в центральной части сложен преимущественно регенерированными оливинитами, реже встречаются гарцбургиты. В центральных частях блоков они обычно имеют довольно свежий облик, а в краевых преобразованы в серпентиниты. Рудопроявления хромититов встречаются в обоих блоках (Чернышов, 2016). Оба массива окружены тектоническим серпентинитовым меланжем.

Петрография ультрамафитов

Гарцбургиты в обоих массивах являются преобладающими породами. Их структура обычно среднезернистая (рис. 2а), нередко с признаками порфирокластеза. Они сложены оливином (~70–80%), при подчиненной роли энстатита (~20–30%), в незначительном количестве присутствует хромшпинелиды (до 2%). В Эргакском массиве в гарцбургитах отмечаются зерна диопсида. Из вторичных минералов встречаются серпентин, тальк, тремолит, хлорит и магнетит.

Оливин в гарцбургитах представлен преимущественно зернами средних размеров 2–5 мм, в Калнинском массиве часто встречаются более крупные индивиды до 10 мм. Гарцбургиты в различной степени пластически деформированы (Чернышов, Юричев, 2013), что выражается в интенсивности проявления неоднородного погасания, количественной роли полос пластического излома в зернах оливина и энстатита, и их порфирокластезе. Оливины в гарцбургитах исследуемых массивов по химическому составу не отличаются, и соответствуют форстериту (табл. 1).



Рисунок 1 – Офиолитовые пояса северо-восточной части Западного Саяна. 1 – ультрамафиты (массивы: Э – Эргакский, К – Калнинский), 2 – вулканогенно-осадочные толщи: метабазальты, плагиориолиты, сланцы кремнистые, углистые, глаукофановые; 3-4 – каледонские складчатые системы: 3 – Западно-Саянская, 4 – Хемчикско-Систигхемская; 5 – среднепалеозойские впадины; 6 – I – Куртушибинский офиолитовый пояс,

II – Северо-Саянский офиолитовый пояс (Подлипский, Кривенко, 2005).



Рисунок 2 – Микрофотографии пород и руд: Калнинский массив: а – гарцбургит (обр. 7073); Эргакский массив: б – дунит (обр. 221); в – оливинит (обр. 270); г – хромит (обр. 203). Ол – оливин, Эн – энстатит, Хр – хромитинелид, С – серпентин. Николи: а, б, в – скрещены, г – параллельны.

Таблица 1

Массивы		Кални	нский		Эргакский								
Образец	7073	7084	7036/1	7045/1	53	206/4	204	220/2	268	270	Эр 203		
Порода	Гарцбу	ургиты	Дун	ИТЫ	Гарцбу	ургиты	Дун	ИТЫ	Оливі	Оливиниты			
SiO ₂	40.55	40.85	40.56	41.16	41.80	40.00	41.62	41.28	43.20	42.60	41.97		
FeO	8.60	8.29	9.10	7.35	6.93	9.37	6.24	8.56	0.80	1.60	6.03		
NiO	0.41	0.44	0.28	0.35	0.35	0.48	0.33	0.35	0.31	0.40	1.14		
MgO	49.86	50.31	49.61	51.04	50.94	48.84	51.80	49.86	56.00	55.50	50.40		
Сумма	99.42	99.89	99.55	99.90	100.20	98.69	99.99	100.05	100.31	99.90	99.54		
Fa (%)	8.82	8.45	9.32	7.47	7.07	9.72	6.33	8.78	0.80	1.60	6.29		

Химический состав оливина из ультрамафитов (мас.%)

Примечание: Здесь и далее анализы вещественного состава минералов выполнены на базе растрового электронного микроскопа «VEGA II LMU» совмещенного со спектрометрами энергетической (Oxford INCA Energy 350) и волновой (Oxford INCA Wave 700) дисперсией в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск), аналитик Кульков А.С. Fa – содержание фаялитовой молекулы [Fa (%)=Fe/(Fe+Mg)×100]. н.о. – элементы не выявлены. Хрм – хромититы. Таблица 2

Химический состав энстатита и диопсида в гарцбургитах (мас.%)

Массивы	Кални	нский		Эрга	кский	
Образец	7073	7084	206	206/1	4076	206/2
Минерал		-	Энстатит	Диопсид		
SiO ₂	56.95	56.90	55.38	56.86	57.01	53.93
Al ₂ O ₃	0.73	1.42	3.55	1.47	2.80	3.38
Cr ₂ O ₃	0.42	0.57	0.64	0.32	0.65	0.79
FeO	5.49	5.35	5.56	5.44	6.10	1.98
MgO	35.40	35.34	34.13	35.65	31.94	18.45
CaO	0.86	0.75	0.73	0.25	1.02	21.50
Сумма	99.98	100.48	99.99	99.99	99.52	100.03
F	8.0	7.8	8.4	7.9	9.7	5.7
Wo	1.58	1.38	1.39	0.46	2.03	44.13
Fs	7.87	7.72	8.26	7.85	9.48	3.17
En	90.55	90.90	90.36	91.69	88.49	52.70

Примечание: F – железистость клинопироксенов, [F=Fe/(Fe+Mg)×100]; Wo – волластонит, [Wo=Ca/(Ca+Fe+Mg)×100]; Fs – ферросилит, [Fs=Fe/(Ca+Fe+Mg)×100]; En – энстатит, [En=Mg/(Ca+Fe+Mg)×100].

Химический состав хромшпинелидов в ультрамафитах (мас.%)

Таблица 3

Массив		К	алнински	ий			Эргакский							
Обр.	7073	7084	7036-1	7081	7045-2	53	206/1	204	220/1	250	270/1	101	203/2	
Порода	Гц	Гц	Д	Д	Хрм	Гц	Γц	Д	Д	Олв	Олв	Хрм	Хрм	
SiO ₂	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	3.97	0.47	0.63	0.68	0.61	0.71	0.40	0.30	
TiO ₂	0.09	0.06	0.11	0.14	0.15	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	
Al ₂ O ₃	10.73	16.64	7.48	14.83	7.51	21.29	50.01	13.70	42.06	5.33	6.76	24.91	9.37	
Cr ₂ O ₃	58.35	52.96	60.20	54.02	61.40	45.03	18.42	55.70	25.48	63.04	63.02	43.64	62.39	
V ₂ O ₃	0.29	0.28	0.24	0.19	0.12	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	
FeO*	20.69	18.11	23.00	18.82	17.83	18.56	11.90	18.30	13.70	22.46	19.12	11.98	14.90	
MnO	0.39	0.29	0.40	0.32	0.30	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	
MgO	8.77	11.10	8.14	11.21	11.80	10.58	18.93	11.15	16.99	7.48	10.02	17.88	13.34	
NiO	0.09	0.10	0.06	0.11	0.09	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	

СоО	0.11	0.08	0.07	0.06	0.09	н.о.							
ZnO	0.27	0.23	0.15	0.15	0.06	Н.О.							
Сумма	99.78	99.85	99.85	99.85	99.35	99.43	99.73	99.48	98.91	98.92	99.63	98.81	100.30
Fe ₂ O ₃	1.37	1.26	3.11	2.35	3.49	0.83	3.90	1.61	1.83	1.65	1.79	4.17	1.90
FeO	19.46	16.98	20.20	16.71	14.69	17.81	8.39	16.85	12.05	20.98	17.51	8.22	13.19
F′	55.5	46.2	58.2	45.5	41.1	48.6	19.9	45.9	28.5	61.1	49.5	20.5	35.7
Cr′	78.5	68.1	84.4	71	84.6	58.7	19.8	73.2	28.9	88.8	86.2	54.0	81.7
F''	1.7	1.5	4.0	2.9	4.4	1.0	3.8	2.0	1.9	2.2	2.3	4.7	2.3

Примечание: Породы: Гц – гарцбургит, Д – дунит, Олв – оливинит, Хрм – хромитит. $F' = Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg) \times 100$; $Cr = Cr/(Cr+Al) \times 100$; $F'' = Fe^{+3}/(Fe^{+3}+Cr+Al) \times 100$. н.о. – элемент не определялся.

Энстатит встречается в виде субизометричных и неправильных по форме зерен размером от 1 до 5 мм, которые обычно являются ксеноморфными по отношению к оливину. Они распределены в породе неравномерно в виде отдельных зерен, либо группируются в субпараллельные цепочки и струйки согласно директивности удлиненных зерен оливина. Зерна энстатита, также как и оливина, деформированы неравномерно. В деформированных гарцбургитах в зернах энстатита появляется волнистое погасание, отмечаются полосы пластического излома, изгиб отдельных индивидов и дезинтеграция крупных зерен на мелкие субиндивиды. Химический состав энстатита в гарцбургитах Калнинского и Эргакского массивов обнаруживает незначительную вариацию железистости 7.8-9.7% (табл. 2). Однако энстатиты последнего отличаются от калнинских тенденцией уменьшения содержаний MgO и увеличения FeO, Al₂O₂ и Cr₂O₂. Для них также характерны значительные вариации СаО. Такие отличия, возможно, связаны с большей степенью деплетирования гарцбургитов Калнинского массива.

Клинопироксены были установлены только в гарцбургитах Эргакского массива. Они отмечаются в виде мелких субизометричных зерен размером менее 0.5 мм. Иногда клинопироксен наблюдается в виде закономерных, пластинчатых включений в энстатите, вдоль трещинок спайности. Химический состав клинопироксена соответствует диопсиду с железистостью 5.7% (табл. 2). Существенное преобладание Al^{VI} над Al^{IV} указывает на образование диопсида в условиях высокого давления (Малахов, 1983).

Хромшпинелиды в гарцбургитах встречаются редко в виде единичных красно-бурых зерен, либо небольших скоплений. Их размер обычно менее 1 мм. Они имеют как ксеноморфную, так и субизометричную и эвгедральную формы. В гарцбургитах Калнинского массива хромшпинелиды имеют очень близкий состав с незначительными вариациями компонентов и относятся к хромитам и алюмохромитам (табл. 3, рис. 3). Хромшпинелиды Эргакского массива имеют более значительные вариации составов. Они отличаются от хромшпинелидов из гарцбургитов Калнинского массива большей глиноземистостью и магнезиальностью, и, соответственно, меньшей железистостью и хромистостью. Что, вероятно, отражает меньшую и неравномерную степень деплетирования гарцбургитов Эргакского массива.

Дуниты в обоих массивах обнаруживают различную степень пластического деформирования. Структура дунитов Калнинского массива обычно средне-, крупнозернистая, реже грубозернистая до пегматоидной, нередко с признаками порфирокластеза, иногда полностью порфирокластовая. Соответственно, среди них выделяются слабо и интенсивно пластически деформированные разновидности (Чернышов, Юричев, 2013). В Эргакском массиве структура дунитов обычно порфирокластовая (рис. 26). Количественно-минералогический состав дунита: оливин ~ 95–100%, хромшпинелиды до 5%. Из вторичных минералов отмечаются лизардит, антигорит, кальцит, хлорит и магнетит.

Оливин в слабо деформированных дунитах имеет субизометричную, неправильную, реже удлиненную форму зерен с размерами до 8–10 мм и крупнее. Для них характерно преимущественно однородное, либо слабо выраженное волнистое погасание и редко отмечаются полосы пластического излома.

В интенсивно деформированных дунитах с порфирокластовой структурой выделяются два морфологических типа зерен оливина. Порфирокластовые индивиды имеют преимущественно удлиненную, лейстовидную форму по длине до 5–6 мм, отражающую наложенную директивность, обусловленную интенсивным пластическим течением в дунитах (Леснов и др., 2005). Для них характерно резко выраженное неоднородное волнистое погасание, отмечаются многочисленные полосы пластического излома, обычно ориентированные диагонально к удлинению зерен. Основная масса породы сложена более синтектонически рекристаллизованными зернами с размерами менее 2 мм.

В дунитах обоих массивов оливины имеют близкие составы, отвечающие форстеритам, которые не обнаруживают видимой связи со степенью их пластического деформирования. Они аналогичные составам оливинам из гарцбургитов (табл. 1).

Хромшпинелиды. Дуниты неравномерно насыщены хромшпинелидами от редкой вкрапленности единичных зерен до появления струйчатых и жильных обособлений. Зерна хромшпинелидов представлены обычно субизометричными зернами с размерами, примерно 0.5 мм, реже – до 1.5–2 мм. Зерна окрашены в темно-бурый, красно-бурый цвет, иногда до черного. Хромшпинелиды в дунитах представлены хромитами, алюмохромитами и, иногда, хромпикотитами (табл. 3, рис. 3). Хромшпинелиды из дунитов Калнинского и Эргакского массивов имеют близкие составы, однако последние отличаются большей глиноземистостью и меньшей хромистостью.

Оливиниты. Оливиниты отмечаются только в Малоэргакском блоке Эргакского массива (рис. 2в). Они имеют чаще среднезернистую структуру. Оливиниты отличаются от дунитов отсутствием признаков пластических деформаций. Они сложены преимущественно оливином (~ 90–95%), отмечается хромшпинелид (~ 5–10%). Из вторичных минералов встречаются лизардит, антигорит, магнетит.



Рисунок 3 – Составы шпинелидов из ультрамафитов Калнинского и Эргакского массивов на классификационной диаграмме (Павлов, 1949). 1–3 – Калнинский массив: 1 – гарибургиты, 2 – дуниты, 3 – хромититы; 4–7 – Эргакский массив: 4 – гарибургиты, 5 – дуниты, 6 – оливиниты, 7 – хромититы. Поля шпинелидов на диаграмме: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит.

Оливин. Выделяется два типа оливинитов – гранобластовый и лейстовый. Оливиниты с гранобластовой структурой характеризуются наличием разнообразных по форме зерен оливина. Для лейстовых – характерна удлиненная, призматическая форма зерен оливина, часто субпараллельно ориентированных. Границы зерен обычно прямолинейные, реже плавно изогнутые. Размер 1–3 мм, реже – до 5 мм. Для оливина характерно однородное погасание. Оливин в оливинитах по химическому составу существенно отличается от такового в гарцбургитах и дунитах. Он соответствует практически чистому форстериту с минимальной железистостью (табл. 1).

Хромшпинелиды в оливинитах встречаются редко и неравномерно. Они имеют субизометричную форму и размеры менее 0.5 мм. По химическому составу хромшпинелиды образуют две группы: хромитов и магнетитов (рис. 3) От хромшпинелидов в дунитах они отличаются более высокой хромистостью (Сг') и низкими содержаниями глинозема (табл. 3).

Хромититы имеют вкрапленную структуру (рис. 2г). Содержание зерен хромшпинелидов составляет от 30–90%, интерстиции между ними выполнены серпентинизированным оливином, либо серпентином, иногда встречаются кальцит, хлорит.

Форма зерен хромшпинелидов субизометричная, либо угловатая, их размер менее 3 мм. Они часто наблюдаются в виде агрегативных срастаний, характеризующихся красно-бурой окраской, а по периферии и вдоль трещинок черной, вследствие замещения магнетитом.

Хромшпинелиды в хромитах Калнинского массива пред-

ставлены как алюмохромитами, так и хромитами, а в Эргакском массиве – только хромитами (табл. 3, рис. 3).

Оливины из хромититов Лысанского блока имеют близкую железистость с оливинами из вмещающих дунитов (табл. 1).

Петрохимия. Выявленные по петрографическим признакам породные ассоциации ультрамафитов Калнинского и Эргакского массивов отчетливо подтверждаются на бинарных диаграммах, на которых наглядно в виде фигуративных точек отражаются особенности их химического состава (рис. 4).

На диаграммах SiO₂-MgO и FeO-MgO отчетливо проявляется тенденция увеличения степени деплетирования ультрамафитов от дунитов к гарцбургитам с возрастанием MgO и уменьшением SiO₂ и FeO. Следует отметить, что в Калнинском массиве не наблюдается резкого разделения на дуниты и гарцбургиты, при этом поля их фигуративных точек перекрываются. Однако в Эргакском массиве дуниты и гарцбургиты обнаруживают контрастное распределения с образованием обособленных полей. Оливиниты отличаются максимальными содержаниями MgO и нередко перекрываются с наиболее магнезиальными дунитами. Для оливинитов отмечаются более значительные вариации SiO₂ и FeO.

По соотношению Cr₂O₃-NiO отмечаются отличия ультрамафитов исследуемых массивов. Ультрамафиты Калнинского массива отличаются более широкими вариациями NiO от минимальных 0,26% до 0,44%. В Эргакском массиве содержания NiO обычно не более 0,33%. В оливинитах содержания NiO обычно минимальные. В ультрамафитах Калнинского массива обычно наблюдаются более широкие вариации Cr₂O₃. Регенерированные оливиниты Эргакского массива часто содержат повышенные содержания Cr₂O₃.



Рисунок 4 — Бинарные диаграммы Калнинского и Эргакского массивов. 1-1÷1-2 — Калнинский массив: 1-1 — дуниты, 1-2 — гарцбургиты; 2-1÷3-1 — Эргакский массив: 2-1 — дуниты Лысанского блока, 2-2 — гарцбургиты Лысанского блока, 3-1 — оливиниты Малоэргакского блока.



Рисунок 5 – Распределение содержаний редкоземельных элементов в гарцбургитах, дунитах, оливинитах, хромититах Калнинского и Эргакского массивов. Калнинский массив: гарцбургиты: 7073 – порфирокластовый, 7084 – мезогранулярный; дуниты: 7045/1, 7052, 37/288,3 – прото-мезогранулярный, 7081 – протогранулярный; хромититы: 7045/2 – густовкрапленные. Эргакский массив: гарцбургиты: 55 – мезогранулярный, 228 – порфирокластовый; дуниты: 48 – порфирокластовый, 221 – порфиролейстовый; оливиниты: 250, 269; хромититы: 103 – сливной, Л1-Хр – густовкрапленный. Концентрации элементов нормированы к хондриту (Малахов, 1983).

Отличаются ультрамафиты массивов также и по соотношению CaO и Al₂O₃. Ультрамафиты Эргакского массива обогащены этими элементами, что указывает на меньшую степень их деплетирования и что иногда отражается присутствием в их составе диопсида. Регенерированные оливиниты отличаются минимальными содержаниями CaO и широкими вариациями Al₂O₃.

Геохимия. Неоднородность состава ультрамафитов и ассоциирующих с ними хромититов, выявленная по петрографическому составу, подтверждается распределением в них редкоземельных элементов (РЗЭ) на бинарных диаграммах.

Гарцбургиты являются наименее рестированными образованиями в Калнинском и Эргакском массивах. Они имеют близкие тренды распределения редкоземельных элементов (рис. 5), которые характеризуются постепенным уменьшением легких и, частично, средних элементов до Еu. Далее от средних к тяжелым элементам отмечается слабая тенденция к увеличению. Мезогранулярные и порфирокластовые гарцбургиты Калнинского и Эргакского массивов имеют очень близкие тренды распределения редкоземельных элементов. При этом гарцбургиты Калнинского массива отличаются немного повышенными концентрациями легких элементов, а для порфирокластовых гарцбургитов Эргакского массива устанавливаются заметные различия в концентрациях тяжелых элементов.

Дуниты Калнинского массива характеризуются значительной неоднородностью концентраций редкоземельных элементов. Общей тенденцией для них является уменьшение концентраций легких элементов. Различия в концентрациях, очевидно, обусловлены высокотемпературными пластическими деформациями. Наименее деформированные протогранулярные дуниты характеризуются высокими концентрациями элементов и для них характерен отчетливо выраженный Еи-минимум. В слабо деформированных мезогранулярных дунитах отмечается уменьшение концентраций элементов, в них также отчетливо проявлен Еи-минимум. В деформированных порфирокластовых дунитах уменьшаются концентрации Sm, Gd, Tb, Dy, при несущественном изменении других элементов. Еи-минимум в них исчезает. Интенсивно деформированные порфиролейстовые дуниты отличаются минимальными концентрациями редкоземельных элементов при слабо проявленном Еu-минимуме. По концентрациям редкоземельных элементов в Калнинском массиве порфирокластовые разности дунитов и гарцбургитов близки.

Порфирокластовые и порфиролейстовые дуниты и гарцбургиты Эргакского массива не отличаются между собой по концентрациям. Аналогичные концентрации элементов отмечаются также и для оливинитов массива. Концентрации элементов в дунитах и оливинитах Эргакского массива сопоставимы с таковыми в интенсивно деформированных порфиролейстовых дунитах Калнинского массива. Тренды распределения редкоземельных элементов в оливинитах близки дунитам и характеризуются уменьшением легких элементов и примерно одинаковыми концентрациями средних и тяжелых. Иногда в них отмечается слабо выраженный Еu-минимум.

Хромититы в Калнинском и Эргакском массивах имеют близкие концентрации и аналогичные тренды распределения редкоземельных элементов. Они характеризуются уменьшением легких элементов, и примерно равными концентрациями средних и тяжелых. Отмечается незначительная обогащенность хромититов Калнинского массива некоторыми элементами. В обоих массивах по содержанию редкоземельных элементов хромититы хорошо сопоставляются с интенсивно деформированными гарцбургитами и дунитами порфирокластового и порфиролейстового типов.

Выводы. Таким образом, в процессе деплетирования ультрамафитов и последующих наложенных пластических деформаций происходило увеличение магнезиальности от гарцбургитов к дунитам. Последующая рекристаллизация отжига, которая проявилась в Эргакском массиве, способствовала образованию оливинитов, которые отличаются уменьшением железистости и, соответственно, возрастанию их магнезиальности.

Проведенные геохимические исследования показали, что неоднородность в распределении редкоземельных элементов в дунитах и гарцбургитах хромитоносных Калнинском и Эргакском массивах обусловлена, главным образом, степенью их высокотемпературного пластического деформирования. Однако наложенная высокотемпературная рекристаллизация отжига, с образованием оливинитов на месте деформированных дунитов, не привела к существенному перераспределению редкоземельных элементов.

Список литературы

- Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала / Д.Е. Савельев [и др.]. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.
- Еханин Д.А. Геологическое строение и перспективы рудоносности Калнинского ультрабазитового массива // Разведка и охрана недр. 2010. № 9. С. 24–28.
- Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 223 с.
- Леснов Ф.П. Геохимические свойства и типоморфизм оливинов из гетерогенных ультрамафитовых пород / Ф.П. Леснов, А.И. Чернышов, В.Е. Истомин // Геохимия. 2005. № 4. С. 395–414.
- Новые данные о хромитоносности гипербазитового Калнинского массива (Красноярский край) / А.Г. Еханин [и др.] // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск: КНИИГиМС, 2008. С. 173–180.
- Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов. Труды Геологического института РАН 103 (3). 1949. 91 с.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна / Н.Л. Добрецов [и др.]. Новосибирск: Наука, 1977. 223 с.
- Подлипский М.Ю., Кривенко А.П. Платино-хромитовое оруденение в офиолитовых гипербазитах Западного Саяна // Платина России. Новые нетрадиционные типы месторождений и рудопроявлений платиносодержащего сырья. Москва: ООО "Геоинформмарк", 2005. Т. 6. С. 100–109.
- Чернышов А.И. Петроструктурный анализ и петрология ультрамафитов различных формационных типов: Дисс. ... докт. геол.-минерал. наук / А.И. Чернышов. Новосибирск, 1999. 528 с.
- Чернышов А.И. Петроструктурные неоднородности ультрамафитов Эргакского хромитоносного массива (СВ Западного Саяна) / А.И. Чернышов, А.В. Кичеева, М.Ю. Подлипский // Записки Российского минералогического общества. 2016. № 5. С. 25–38.
- Чернышов А.И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск, 2001. 216 с.
- Чернышов А.И., Юричев А.Н. Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калнинского хромитоносного массива в Западном Саяне // Геотектоника, 2013. № 4. С. 31–46.
- Чернышов А.И., Юричев А.Н. Структурная эволюция дунитов и хромитов Харчерузского массива (Полярный Урал) // Геотектоника, 2016. № 2. С. 62–77.
- Kunze F.R., Ave Lallemant N.G. Non-coacsial experimental deformation of olivine // Tectonophysics, 1981. V. 74.P. 1–13.

МЕТАМОРФИЗМ, Р-Т-Т УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ СИЛЛИМАНИТА, ХЛОРИТОИДА И СТАВРОЛИТА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Козлов П.С.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия. E-mail: kozlov@igg.uran.ru

METAMORPHISM, P-T-T CONDITIONS OF FORMATION, AND PERSPECTIVES OF THE PRACTICAL USE OF AL,SIO, POLYMORPHS, CHLORITOID, AND STAUROLITE (YENISEI RIDGE)

Kozlov P.S.

Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia E-mail: kozlov@igg.uran.ru

The Yenisei Ridge is an accretion–collisional orogen located in the southwestern frame of the Siberian Craton in the interfluve between Podkamennaya Tunguska, Angara, Kan, and Yenisei rivers. The Yenisei Ridge is composed of Precambrian mono- and polymetamorphic complexes, composed predominantly of metapelitic rocks. The latter provides valuable information about the history of geological development of the studied region in the interval from Neoarchean to Late Vendian. The mapping and typification of metapelites. These schists contain large amounts of such minerals as Al₂SiO₅ polymorphs (andalusite, kyanite, and sillimanite), chloritoid, and staurolite, which are widely used in aluminum industry worldwide.

Regional metamorphic complexes of the region have been mapped in the paleocontinental sector (PCS) of the marginal part of the Siberian Craton. Metamorphic complexes, typified by pressure and temperature, metamorphic gradient, and age of metamorphism, appropriate for deciphering tectono-metamorphic history and searching for HAS, are considered. In the south of the Yenisei Ridge, within the Angara–Kansk High, the ancient Kansk charnockite–granulite complex, rich in high-alumina schists (Al_2O_3 up to 27-30 wt %, P is up to 9–10 kbar, T = 850-950°C, 1900–1750 Ma) is distinguished. However, there are no commercial HAS accumulations among orthopyroxene–sillimanite gneisses formed under UHT metamorphism (P = 6.8–7.8 kbar, T = 930°C, 1850–1750 Ma) and andalusite-containing rocks formed in the exocontact aureole of the Tarak massif of granitoids.

In the Trans-Angara segment of the Yenisei Region, to the north of the Kansk complex, are regional metamorphic complexes, which evidence the manifestation of the Grenville orogeny. In the Garevka metamorphic complex (Cis-Yenisei uplift), which was formed under moderate to high pressure (P = 7.2-8.64 kbar, $T = 582-631^{\circ}$ C, 1050–850 Ma), only kyanite–staurolite–garnet gneisses are locally developed. The HAS-prospective areas, rich in andalusite and sillimanite, were identified in the central uplift zone of the andalusite–sillimanite (And–Sill) Teya complex (P = 3.5-5 kbar, $T = 400-650^{\circ}$ C, 973–953 Ma), where the Teya sillimanite and Panimbinsk andalusite deposits formed under the P-T conditions of the amphibolite and epidote-amphibolite facies metamorphism were explored.

In the Cis-Angara complex (P = 4.1-6.6 kbar, $T = 500-650^{\circ}$ C; 1100–850 Ma) the zones of high-alumina garnet–staurolite schists with a staurolite content of up to 30% (Al_2O_3 up to 30 wt %) are distinguished. Blastomylonites of kyanite–sillimanite (Ky–Sill) type (P = 3.9-8 kbar, $T = 450-650^{\circ}$ C; the metamorphic gradient – 2.5 to 12°C/km, 864–851 to 600 Ma) are locally developed after andalusite-sillimanite schists in fault (thrust) zones (3–5 to 7 km thick). As a result, the HAS occurrences containing andalusite (relicts) + kyanite (Chirimbinskoe) or andalusite (relicts) + kyanite + sillimanite (fibrolite) (Kolorominskoe) associations were formed. In the zones of low-P (contact) plutonometamorphism (P = 2.5-3.5 kbar, $T = 450-650^{\circ}$ C, 864–861 Ma), the following zoning in distribution of minerals has been established: chloritoid (outer zone), andalusite (middle zone), and sillimanite (inner zone near granitoids). Chloritoid-bearing schists of the stratiform type with the content of chloritoid of up to 30–40% are common in the Angara–Pitsky and less common in the Angara–Tissa greenschist facies metamorphic complexes (NP₃).

The formation of the most promising deposits and occurrences of the Precambrian HAS in the Trans-Angara segment of the Yenisei Ridge is genetically related to the metamorphic complexes of the And-Sill and Ky-Sill types. The perspectives of the possible use of HAS together with nepheline syenites and bauxites, already being explored in the region, for production of aluminum oxide, silumin, and aluminum, as well as, those of the expansion of the raw material base of the Boguchansky electrometallurgical complex, brought into operation in 2016 in the Lower Angara region, are considered.

Енисейский кряж - аккреционно-коллизионный ороген, расположенный в юго-западном обрамлении Сибирского кратона в междуречьи Подкаменной Тунгуски, Ангары, Кана и Енисея (Красноярский край). Слагающие его докембрийские кристаллические образования представлены региональными моно-и полиметаморфическими метапелитами комплексами, которые являются эндогенными индикаторами геодинамических обстановок и несут ценную информацию об истории геологического развития региона в интервале от неоархея до позднего венда включительно. Картирование и типизация метаморфических комплексов имеют практическое значение для целенаправленных эффективных поисков высокоглинозёмистых сланцев (ВГС) в железисто-глинозёмистых метапелитах, обогащенных полиморфами Al₂SiO₅ (андалузит, дистен, силлиманит), хлоритоидом и ставролитом, широко используемые в промышленности в России и за рубежом.

За последние 20-25 лет по метаморфизму Енисейского кряжа получены новые результаты, основанные на детальном геокартировании и опробовании, петролого-геохимических и геохронологических исследованиях (Козлов, Лепезин, 1995; Лиханов, Ножкин, Ревердатто, Козлов, 2014 и ссылки в ней и др.). Регионально-метаморфические комплексы региона выделены в составе (1) палеоконтинентального сектора (ПКС, возраст полиметаморфизма в инт.1950 до 600 млн лет), принадлежащего западной краевой части Сибирского кратона, (2) палеоокеанического сектора (ПОС, NP₃) северного фланга Саяно - Енисейского аккреционного пояса на стыке с фанерозойским чехлом Западно-Сибирской плиты и (3) шовной Приенисейской региональной сдвиговой зоны (ПРСЗ, 620-600 млн лет) между ними (Козлов, 2017). Перспективными для расшифровки длительной около 1,5 млрд лет эволюции метаморфизма (PP-NP₂) и практической значимости петролого-метаморфических исследований являются, характеризуемые ниже, моно- и полиметаморфические комплексы палеоконтинентального сектора краевой части Сибирского кратона. Метаморфические комплексы типизированы по давлению, метаморфическому градиенту и возрасту метаморфизма.

(1) <u>Краткая характеристика метаморфизма и ВГС ПКС.</u> Здесь закартированы регионально- полиметаморфические комплексы (от древних к молодым) Канский, Гаревский, Тейский и Приангарский и Ангаро-Питский и Ангаро-Тисский комплексы зеленосланцевого метаморфизма.

Древнейший Канский проградный чарнокит-гранулитовый полиметаморфический комплекс выделен юге кряжа в Ангаро-Канском выступе (Кузнецов, 1941). РТ- условия формирования комплекса: Р до 9-10 кбар, T= 850-950°C и возраст 2.0-1.75млрд лет (Ножкин, Туркина, 1993 и ссылки в ней), с участками проявления UHT метаморфизма (Р=6.8-7.8кбар, T>930°C; 1.85-1.75 млрд лет, dT/dH=100-200°C/км) (Лиханов, Ножкин, Ревердатто и др., 2016). Высокоглинозёмистые породы в составе комплекса (Al₂O₃ до 28 масс %) хорошо проявлены (Ножкин, Туркина, 1993), но практически значимых содержаний силлиманита в железисто-глинозёмистых метапелитах не обнаружено. Геодинамическая обстановка растяжения нижней коры контролируется ортопироксен (Al₂O₂ до 9мас%)-силлиманитовой ассоциацией. Однако выявленные здесь ортопироксен-силлиманитовые гнейсы UHT метаморфизма (Р=6,8-7,8кбар, Т=930°С; 1850-1750млн лет) и андалузитсодержащие породы, образованные по гранулитам в экзоконтактовом ореоле Таракского массива гранитоидов (возраст 1950-1750 млн лет), не образуют промышленные скопления силлиманита и андалузита. Енисейский мигматит-амфиболито-гнейсовый комплекс верхов эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (Р=7.3-9.2кбар, Т=633-770°С; 750 млн лет) (Ножкин, Туркина, Лиханов, Дмитриева, 2016), обрамляющий с запада и севера Канский комплекс, значительных скоплений силлиманита не образует.

В Заангарье регионально-полиметаморфические комплексы распространены в Приенисейском и Центральном поднятиях, сформированы они около 1.1-0.85 млрд лет в обстановках растяжения-сжатия гренвильской орогении. Более глубинный Гаревский комплекс переходных давлений от умеренных к повышенным отвечает средней части-верхам амфиболитовой фации (P=7.2-8.64 кбар, T=582-630°C; 1050-850млн лет; dT/dH=20-25°C/км) и локально - эпидот-амфиболитовой фации эксгумационного динамометаморфизма (P=3.9-4.9 кбар, T=461-547°C; 880млн лет; dT/dH=10°C/км) (Козлов, Лиханов, Зиновьев и др., 2014). В тектоническом шве ПРСЗ здесь локально проявлены дистен-ставролит-гранатовые гнейсы (мощн. до 5 м), генетически связанные с аккрецией ПОС на Сибирский кратон (600 млн лет) и надсуб-дукционным метаморфизмом.

Гаревский комплекс надстраивается Тейским (Р= 3.5-5кбар, Т= 400-650°С; 973 – 953млн лет; dT/dH=20-30°С/

км) и Приангарским (Р=4.1-6.6кбар, Т=500-650°С; 1100-850 млн лет; dT/dH=20-30°С/км) (Лиханов, Ножкин, Ревердатто, Козлов, 2014) зональными комплексами анд-силл типа РТ-условий от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. В зональном Тейском комплексе андалузит - силлиманитового (анд-силл) типа (Р= 3,5-5кбар, Т=400-650°С; 973 - 953млн лет), в Центральном поднятии, выявлены перспективные площади ВГС, богатые андалузитом и силлиманитом. Горными работами разведаны Тейское силлиманитовое и Панимбинское андалузитовое месторождения Р-Т условий амфиболитовой и эпидот - амфиболитовой фаций. В Приангарском комплексе (Кулаковское поднятие), к северу от Канского комплекса, в районе отработанного Слюдорудника в нижнем течении р. Тасеевой (левый приток р. Ангары) выделены площади гранат-ставролитовых ВГС с содержанием ставролита до 30% и более (Al, O, до 30 масс %) в поле распространения метапелитов эпидот-амфиболитовой фации.

В зонах разломов и надвигов по андалузитовым сланцам Тейского комплекса анд-силл типа в Ишимбинско-Татарской регионально-сдвиговой зоне локально развиты (мощн. от 3-5 до 7 км) бластомилониты дистен-силлиманитового (дист-силл) типа (P=3,9-8 кбар, T=450-650°C; градиент от 2,5 до 12°C; 864-851 до 600млн лет) с образованием рудопроявлений ВГС, содержащих андалузит (реликты)+дистен (Чиримбинское, Маяконское) либо андалузит (реликты)+дистен+силлиманит (фибролит) (Колороминское, Неразгаданное и др.).

Поздне-неопротерозойские Ангаро-Питский и Ангаро-Тисский комплексы регионального зеленосланцевого метаморфизма (NP_3) обрамляют полиметаморфические. В их составе откартированы, но пока слабо изучены хлоритоидные сланцы стратиформного типа (хлоритоида до 30-40%). В ареалах низкобарического (контактового) плутонометаморфизма (P=2.5-3.5кбар, $T=450-650^{\circ}$ С; 864-861млн лет; dT/ dH>100°С/км), образованных по низкотемпературным метапелитам Ангаро-Питского комплекса в среднем течении р. Б. Пит (Likhanov, Reverdatto, Sheplev et all, 2001), установлена слабая минерализация ВГ минералов: хлоритоида во внешней, андалузита в средней и силлиманита - во внутренней зонах вблизи гранитоидов.

По зональным комплексам в Приенисейской и Татарско-Ишимбинско-Канской региональных сдвиговых зонах локально проявлены умеренно барические синтектонические бластомилониты дист-силл типа коллизионного метаморфизма (P=3.9-8.0кбар, T=450-650°C; 864-851 до 600млн лет; dT/dH=2.5-12 °C/км) (Лиханов, Ревердатто, Козлов, 2011; Likhanov, Reverdatto, Kozlov et all, 2015).

(2) К оценке перспектив практического использования ВГС Енисейского кряжа. Образование наиболее перспективных месторождений и проявлений ВГС докембрия в Заангарье Енисейского кряжа генетически связано с проявлениями метаморфизма анд - силл и дист-силл типов. Рассматриваются перспективы возможного их использования в комплексе с разведанными в регионе нефелиновыми сиенитами и бокситами для производства глинозема, силумина и алюминия и расширения сырьевой базы Богучанского электро-металлургического комплекса (БЭМК), введённого в эксплуатацию в 2016г. в Нижнем – Приангарье, совместного проекта компании РУСАЛ с российским производителем гидроэлектроэнергии «РусГидро». В состав комплекса вошли Богучанский алюминиевый завод (БоАЗ) проектной мощностью около 600 тыс. тонн алюминия в год и Богучанская гидроэлектростанция (БоГЭС) мощностью 3000 МВт (Богучанский..., 2017). В перспективе основным отечественным сырьём для производства алюминия предполагается использовать местные железистые бокситы - комплексное безотходное и экологически чистое железоалюминиевое сырьё Чадобецкой структуры (поднятия), пригодное для получения малокремнистого ферросилиция (марки F20 и F25), глинозёма и высококачественного цементного сырья (Целыковский, 2004; Жабин, 2012). Согласно технологическим испытаниям, не все бокситы могут быть пригодны для комплексной переработки напрямую. Для этого составляется шихта, соответствующая параметрам железоалюминиевого сырья. Наряду с основными её составляющими (железистыми бокситами и глинозёмистыми железными рудами) в качестве добавок могут использоваться и другие глинозёмистые породы: аллиты, каолины, хлоритоиды и высокоглинозёмистые сланцы (Жабин, 2012), то есть небокситное алюминиевое сырье (Коротеев, Огородников,Войтеховский и др., 2011).

В последние годы всё большее практическое значение приобретают минералы силлиманит, андалузит и кианит, входящие в состав высокоглинозёмистых сланцев (ВГС) и содержащие в своём составе свыше 60% глинозёма. Продукты их переработки и изделия из них применяются в металлургии, стекольном, электрохимическом и химическом производствах из-за высокой огнеупорности и механической прочности изделий при высоких температурах, химической инертности по отношению к кислотам и щелочам. Актуальным является вопрос использования концентратов минералов группы силлиманита для получения алюминия и современных сплавов типа силумина (Лепезин, Горюнов, 1988; Лепезин, Каргополов, Жураковский, 2010).

В Заангарье Енисейского кряжа целенаправленные поисковые работы на высокоглинозёмистые андалузит-, кианит-, силлиманитовые сланцы начались в 1956-1960-е годы Гольцовской и Панимбинской партиями Ангарской ГРЭ Красноярского геологического управления. В результате выявлены Гольцовское, Панимбинское и Чиримбинское проявления андалузитовых сланцев (1956г.), а в последствии-Тейское и Нойбинское проявления силлиманитовых сланцев (1958-1960гг.). По результатам поисковых работ перспективными признаны андалузитовые сланцы Панимбинского и силлиманитовые сланцы Тейского участков. Из тех и других отобраны две технологические пробы весом по 500 кг, которые исследовались в Ленинградском институте огнеупоров, после чего эти участки были рекомендованы для дальнейших поисковых работ.

Поисковые работы на ВГС возобновились в 1978г. в связи с расширением сырьевой базы Ачинского глинозёмного комбината. Основанием для этого послужили работы Красноярского института цветных металлов по изучению переработки нефелиновых руд. Было установлено, что добавки высокоглинозёмистых концентратов (андалузит-, дистен-, силлиманитовых) значительно сокращают удельный расход нефелиновых руд, известняков и топлива (Лепезин, Сёмин,1989). К этому периоду в Заангарье были выявлены и разведаны два массива нефелиновых сиенитов, Кийский и Татарский. Перспективы их совместного использования убедительно показаны (Лепезин, Шерман,Сёмин, Кравцов, 1979 и др.).

В 1979-80 гг. Немчанская партия Ангарской ГРЭ ПГО «Красноярскгеология» произвела поисковые и горные работы на 21 участке в Центральной части кряжа в пределах Северо-Енисейского и Мотыгинского районов и Эвенкийского национального округа Красноярского края. В результате были подтверждены перспективы Панимбинского и Тейского участков, по ним подсчитаны запасы в сумме соответственно 3,1 млрд т и 90,3 млн т глинозёма. Но данная оценка ресурсов представляется несколько завышенной вследствие отсутствия изученности участков буровыми работами. Добиться значительных поисковых результатов в этот период не удалось из-за отсутствия специальных работ по метаморфизму региона как эффективной методической основы поисков метаморфогенного ВГ сырья. В последующие годы с момента окончания поисковых работ разработан вариант легенды и карты метаморфизма Заангарья Енисейского кряжа, проведена типизация метаморфических комплексов, проанализированы геологические и Р-Т условия образования и химизм высокоглинозёмистых сланцев наиболее перспективного Тейского полиметаморфического комплекса (Козлов, Лепезин, 1995 и ссылки в ней). В результате составлена схема размещения площадей докембрийских осадочно-метаморфических пород региона с перспективами на высокоглинозёмистые минералы.

С точки зрения производства глинозема, силумина и алюминия особый интерес представляют минералы группы силлиманита – МГС (Al₂SiO₅: андалузит, сллиманит, дистен). ВГС региона подразделены на моно-, би- и полиминеральные, содержащие в своём составе один или более полиморфов Al₂SiO₅. К мономинеральным отнесены андалузитовые (Панимбинское месторождение) и силлиманитовые (Тейское месторождение) ВГС регионального метаморфизма андсилл типа в Тейском и хлоритоидные сланцы зеленосланцевого метаморфизма в Ангаро-Питском метаморфических комплексах (Козлов, Лепезин, 1995).

Панимбинское месторождение. Практический интерес представляют прежде всего проявления андалузита Панимбинского месторождения, выявленные в поле распространения углеродистых метапелитов кординской свиты мезопротерозоя, изменённых в условиях эпидот - амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Породы, содержащие полезный минерал, развиты здесь на площади, превышающей 10 км² (Козлов, 1989). Рудные тела имеют линзообразную форму и субмередианальное, согласное с общим напластованием пород простирание. Выявлены северная и южная залежи с параметрами (1200м х (50-750)м и (650 х 40)м соответственно. Минералогический состав руд: кварц, андалузит-хиастолит (5-30%), серицит, графит. Содержания глинозёма в рудных телах по результатам химического анализа четырёх проб: 19,08%, 19,32%, 21,16 и 19,06 масс.% (среднее 20,7 масс %). Прогнозные ресурсы месторождения в пересчете на полезный минерал (андалузита в среднем 16,1%) на глубину 50 м оцениваются в 70 млн. тонн. Близкие по составу ВГС Гольцовского рудопроявления содержат в среднем 7,4 % андалузита при содержании глинозёма 18,1 масс %.

Маяконское рудопроявление расположено к северу от Панимбинского и сходно с ним по возрасту и составу слагающих пород. Представлено оно продуктами полиметаморфизма вследствие локального наложения дислокационного метаморфизма кианит-силлиманитовой фациальной серии на андалузит-силлиманитовую, вследствие чего рудные тела становятся биминеральными и содержат андалузит и кианит. Рудные тела имеют линзообразную форму, по протяженности достигают 1000м, мощность 80м. ВГС состоят из кварца, биотита, графита, андалузита (6.5–15%), ставролита, мусковита и кианита (до 3.5%). Вне локальной зоны "кианита" кианит-силлиманитового типа метаморфизма кристаллы хиастолита достигают 8 см в длину и до 1.5 см в поперечнике. Содержание глинозема в рудах достигает 23.9 масс.% (

X= 20,3%). Прогнозные ресурсы в пересчете на полезный минерал по двум рудным телам (андалузит+кианит 15%) на глубину 50 м оцениваются в 2.5 млн. тонн.

Из проявлений силлиманита наиболее перспективным является Тейское месторождение, приуроченное к ВГС (метапелитам) свиты Хребта Карпинского палеопротерозоя амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Площадь выходов слагающих пород составляет 14 кв.км. Сланцы продуктивной пачки состоят из кварца (15 - 50%), биотита (20 -60%), силлиманита - фибролита (10 - 40%, в среднем 16,5 %). Среднее содержание глинозема в них равно 19,16 масс.%. Наиболее крупное рудное тело имеет линзовидную форму и субширотное простирание, общая его протяженность – 2.9 км, мощность 130–190 м, площадь выходов – 0,4 км². При концентрации силлиманита 22% его прогнозные ресурсы на условную глубину 50м оцениваются в 100 млн. т.

В 60-х годах Ленинградским Институтом огнеупоров проведены технологические испытания по обогащению двух проб весом 500 кг с Панимбинского андалузитового и Тейского силлиманитового месторождений. Минералогический состав первой пробы: андалузит, кварц, биотит, мусковит, серицит, каолинит; ее химический состав (масс.%): SiO₂ = 60.3 - 61.99, TiO₂ = 0.95, Al₂O₃ = 22.27, Fe₂O₃ = 7.59, CaO = 0.41 - 0.55, MgO = 1.51 - 2.21, Na₂O + K₂O = 2.93 - 3.12, п.п. = 1.97 - 2.8, огнеупорность 1350° С. Получен флотационный концентрат состава: SiO₂ = 36.48, Al₂O₃ = 57.14, TiO₂ = 1.6, Fe₂O₃ = 2.22.

Минералогический состав силлиманит содержащей пробы: силлиманит, кварц, биотит, графит, мусковит; химический состав: SiO₂ = 60.25, TiO₂ = 1.42, Al₂O₃ = 18.2, Fe₂O₃ = 6.69, MgO = 1.58, CaO = 0.42, Na₂O+K₂O = 2.68, SO₃ = 0.35, п.п.п. = 2.48, огнеупорность 1430°C. Химический состав концентрата: Al₂O₃ = 54.57%, SiO₂ = 41.00%, TiO₂ = 0.32%, Fe₂O₃ = 1.77%, при выходе 13.95% и извлечении силлиманита 79%. Обогащение производилось также по флотационной схеме.

В последующие годы на базе специально составленной Карты метаморфизма Заангарья проведена типизация метаморфических пород и выделены перспективные площади развития МГС в Тейском полиметаморфическом комплексе (Козлов, Лепезин, 1995). В практическом отношении наибольший интерес представляют, прежде всего, высокоглинозёмистые метаморфические породы амфиболитовой фации прогрессивного регионального метаморфизма, содержащие силлиманит. Заметный прирост его запасов может быть достигнут к северо-востоку и юго-аападу от Тейского месторождения в полосе шириной около 6 км и протяженностью 75-80 км (водоразделы рек Чапы-Теи-Енашимо). В качестве первоочередного для постановки поисковых работ рекомендуется участок вблизи Каламинского гранитоидного массива (водораздел руч. Елизаветинского и Борзецовского) в поле распространения пород свиты Хр. Карпинского палеопротерозоя. Здесь оконтурена зона распространения «силлиманита» площадью около 40 км², где содержание глинозема в сланцах по штуфным пробам достигает 30 масс.%. Встречаются среди них и кварц-силлиманитовые кварциты, близкие по составу к рудам Кяхтинского и Базыбайского месторождений.

Хлоритоид содержащие сланцы слагают обширные поля регионально-метаморфизованных осадочных пород тунгусикской серии неопротерозоя в Ангаро-Питском зеленосланцевом комплексе в междуречье Горбилка, Пита, Ангара. Хлоритоидные ВГС (содержание Al₂O₃ достигает 23 и более масс.%) тесно ассоциируют с метапесчаниками, углеродистыми филлитами, доломитами и строматолитовыми известняками, образуя стратифицированные залежи с субгоризонтальным залеганием пластов. Стратиформность, низкая степень метаморфизма в условиях фации зелёных сланцев и присутствие в разрезах маркирующих горизонтов позволяет картировать их на многие километры по простиранию. Минералогический состав хлоритоидных сланцев: кварц, серицит, хлорит, хлоритоид. Количество последнего в сланцах достигает 30-40%, величина порфиробластов хлоритоида не превышает 2 мм. Теоретическое содержание Al_2O_3 в хлоритоиде до 40 масс %.

Хлоритоидно-кианитовые сланцы развиты в породах свиты Сухого хребта неопротерозоя в Нижнем Приангарье в бассейне нижнего течения р. Ангара. В Приангарском метаморфическом комплексе они связаны с проявлением позднего локального кианит-силлиманитового типа метаморфизма в Татарской зоне смятия (Козлов, Лиханов, Зиновьев, Хиллер, 2014). Суммарная ширина зон «хлоритоида» и «кианита» составляет порядка двух километров, зона их распространения (южнее р. Ангары) в Кулаковском поднятии в гранат-ствролитовых метапелитах сухопитской серии раннего мезопротерозоя прослежена буровыми работами глубинного геологического картирования и трассируется в юго-западном направлении более чем на 20 км под чехлом фанерозойских отложений мощностью до 50 м.

Гранат-ставролитовые кристаллические сланцы впервые выявлены в приустьевой части р. Тасеевой, левого притока р. Ангары в Приангарском полиметаморфическом комплексе (Козлов, Лиханов, Зиновьев, Хиллер, 2014). Площади распространения двуслюдяных гранат-ставролитовых ВГС (SiO₂ -57,91-50,98 Al₂O₃-22,39-27,95 масс%, n=2), богатые идиоморфными крупными (3-5см) порфиробластами ставролита (до 40-50% в породе), приурочены к кристаллическим сланцам низов сухопитской серии эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма анд-силл фациальной серии. В метапелитах они образуют субширотную зону «ставролита» в районе пос. Слюдорудник и в Кулаковском поднятии.

(3) <u>О возможных вариантах технологий переработки высокоглиноземистого сырья Заангарья</u>. Кроме охарактеризованных выше ВГС минералов группы силлиманита, хлоритоидных и гранат-ставролитовых ВГС в Заангарье выявлены другие перспективные виды высокоглинозёмистого сырья: бокситы и нефелиновые сиениты.

Бокситы. Алюминиевая промышленность России глиноземом собственного производства обеспечена примерно на 30%, остальные его объемы импортируются из стран ближнего и дальнего зарубежья. Особенно остро эта проблема стоит перед сибирскими заводами (Бандман, 2014). В перспективе основным отечественным сырьём для производства алюминия в регионе предполагается использовать местные железистые бокситы - комплексное безотходное железоалюминиевое сырьё Чадобецкой структуры (поднятия), пригодное для получения малокремнистого ферросилиция (марки F20 и F25), глинозёма и высококачественного цементного сырья (Шибистов, 2004; Жабин, 2012).

К числу пригодных для промышленной эксплуатации вблизи БоАЗ относится Чадобецкое месторождение, расположенное в правобережьи р. Ангары. Запасы чадобецких бокситов составляют 106.4 млн. т при среднем содержании компонентов (%): Al₂O₂ = 29,14, SiO₂ = 11,70, Fe₂O₂ = 32,68, TiO₂ = 8,66, п.п.п = 15,45. Месторождения бокситов подобного типа широко распространены в Нижнем Приангарье и Енисейском кряже (Туруханская, Татарская, Каменская, Приангарская группы и др.). Чадобецкие бокситы характеризуются повышенным содержанием оксида железа (до 33 масс %), поэтому метод Байера и спекательный (или Байера и спекание) к ним не применимы. Исследование возможностей комплексной переработки Чадобецких бокситов Центрального месторождения электротермическим методом проводились в 1989-90 гг. СНИИГГиМСом и ГГП «Красноярскгеология». Согласно технологическим испытаниям, не все бокситы могут быть пригодны для комплексной переработки напрямую. Для этого составляется шихта, соответствующая параметрам железоалюминиевого сырья. Добавками для железистых бокситов и глинозёмистых железных руда могут использоваться другие глинозёмистые породы, например, хлоритоиды и высокоглинозёмистые сланцы (Жабин, 2012).

Кроме того, при выщелачивании бокситов при Т=105-125°С происходит концентрирование в 1,5-2 раза редких элементов в красном шламе, так как все они, кроме галлия, не растворяются в щелочных растворах. Накапливаясь в оборотных щелочных растворах до определенной концентрации, галлий может быть выделен из них известными способами (Жабин, 2012). Наиболее трудная операция в переработке их - выделение железа. Ввиду того, что оксид железа в красном шламе находится в тонкодисперсной форме и тесном взаимопрорастании с другими составляющими шлама, эффективное отделение железа возможно только восстановительной электроплавкой красного шлама (Сёмин, Пономоренко, Крук, 1968). При этом получают второй товарный продукт - чугун, а содержание редких элементов в шлаках после их дополнительной обработки может быть увеличено в 3-4 раза по сравнению с содержанием их в исходном сырье. Предварительные расчеты показали, что при комплексной переработке Чадобецких бокситов на глинозем, чугун, диоксид титана и оксиды редких и редкоземельных металлов общая стоимость товарной продукции по сравнению с реализуемой по традиционной технологии резко возрастает, а предприятие, осуществляющее комплексную переработку бокситов будет высокорентабельным.

Нефелиновые сиениты. Поисковые работы на высокоглиноземистое сырье в Заангарье возобновились в 1978г. в связи с расширением сырьевой базы Ачинского глинозёмного комбината. Основанием для этого послужили работы Красноярского института цветных металлов по изучению совместной переработки нефелиновых руд и концентратов МГС. К этому времени в регионе были выявлены и разведаны Среднетатарский и Кийский массивы нефелиновых сиенитов. Среднетатарское месторождение нефелиновых сиенитов вендского возраста расположено на водоразделе рек Татарка и Погромная в 30 км к ССВ от пос.Новоангарск и представлено Северным и Южным выходами (Целыковский, 2004) среди карбонатных пород горевской свиты неопротерозоя. В пределах Северного выхода проводились геологоразведочные работы с проходкой канав, шурфов, копуш по сети близкой к 100*100 м и 3 профиля скважин колонкового бурения глубиной 100-300м. По каталогу месторождений и проявлений Красноярского края оно обозначено, как объект «Массив А №100». В пределах месторождения выделены 3 участка: Центральный - сложен уртитами и ийолитами; Западный и Восточный представлены нефелиновыми сиенитами и Западный - обладает наиболее качественными рудами с равномерным распределением полезных компонентов, он отнесён к месторождениям первой группы. Минералогический состав руд в пределах месторождения варьирует (в скобках по Западному участку): нефелин от 10 до 85% (30,5%), эгирин 4-30% (4,5%), полевые шпаты (микропертит, альбит, микроклин, 65%). Содержание глинозема в рудах 20-24% (среднее 22,73%), Na₂O = 3.1-11.1%, K₂O = 4-6%. Запасы нефелиновых сиенитов Северного тела до горизонта +132,5м (урез воды в р. Татарке) по категории С1+С2 составляют 3,9 млрд. т (Error: reference sourse not founde). Аналогичное по составу и строению Южное тело обладает прогнозными ресурсами руды по категории Р1 около 1,5 млрд т (там же) (Целыковский, 2004). В непосредственной близости от месторождения проходит ЛЭП-110kV. Южнее объекта, в левобережье р. Ангары, находится пос. Новоангарск и пристань. Кийский массив нефелиновых сиенитов (возраст сиенитов ордовик-силур) расположен в приенисейской части Енисейского кряжа в 12 км выше устья р. Кия, правого притока р. Енисей, в 135 км к С-СЗ от райцентра и пристани на р. Енисей. Сравнительно со Среднетатарским месторождением этот объект менее изучен и максимально удалён от БоАЗ и в описании не приводится.

(4) Перспективы производства глинозема по технологии спекания способом совместной переработки нефелиновых руд и концентратов МГС. Нефелиновые сиениты Приангарья характеризуются низким содержанием глинозема (20-23 масс.%), а поэтому сами по себе они мало пригодны для производства глинозема по общепринятой технологии спекания, как это делается на Ачинском глиноземном комбинате. Вариант их переработки совместно с МГС применительно к Ачинскому глиноземному комбинату предложен Г.Г. Лепезиным и В.Д. Семиным (1989). Добавление 30% МГС (Al₂O₂ = 57 масс.%) к необогащенной нефелиновой породе (Al₂O₃=-22масс.%) поднимет количество глинозема в смеси до 32%. Наиболее качественные кольские нефелиновые руды имеют 28–29% Al₂O₂, Кия-Шалтырские — 27%, лучшие способы их обогащения дают 27-30%, теоретическое содержание Al₂O₂ в нефелине 35.89%. Если же смесь составить из 60% концентрата МГС и 40% нефелиновой руды, то доля Al₂O₃ в ней достигнет 43% и приблизится к его концентрации в бокситах. Практическая реализация данного предложения позволила бы использовать без обогащения нефелиновые руды с относительно низким содержанием глинозема.

(5) Возможности электротермии минералов группы силлиманита с получением силумина. В последние годы всё большее значение приобретают минералы группы силлиманита. Помимо производства огнеупоров, керамики, проппантов и другой высокотехнологичной продукции МГС можно использовать для получения силумина. Перспективно внедрение плазменно-дуговой технологии переработки механически активированных минералов группы силлиманита при получении силумина (Лепезин, 2016 и ссылки в ней). Силумин - сплав кремния и алюминия. В настоящее время его производят сплавлением электролитического алюминия и кристаллического кремния. Альтернативой данной технологии является электротермия. Детальный обзор становления и развития электротермии в России и Мире в целом приведён в статьях А.М. Салтыкова и А.Ю.Баймакова (2003 и ссылки в ней). По многочисленным экспертным оценкам специалистов такой способ производства силумина, а далее и алюминия, имеет ряд преимуществ, ведет к снижению удельных и капитальных затрат и дает значительный экономический эффект. Приводятся преимущества электротермического способа производства силикоалюминия по сравнению с ныне действующей технологией получения силумина сплавлением электролитического алюминия и кремния. Проведены сравнительные расчеты экономической эффективности получения кремний-алюминиевых сплавов (КАС) марок АК12М2МН и АК18 традиционным способом сплавления апюминия А0, А7 и кристаллического кремния и электротермическим методом из каолина и силлиманита. В случае применения новой технологии - плазмотрона в плавильном агрегате, примерный расход электроэнергии снизится примерно на 25-30% и составит 10-12 тыс. кВт/ч на одну тонну кремний-алюминиевого сплава.

Таким образом, в Заангарье Енисейского кряжа выявлены метаморфогенные месторождения и многочисленные проявления МГС и высокоглинозёмистых хлоритоидных и гранат-ставролитовых сланцев. Они относятся к глинозёмистой формации складчатых поясов обрамления Сибирской платформы, к ортометаморфическому классу высокоглинозёмистых пород, нерудное вещество которых образовалось при региональном метаморфизме (Коротеев, Огородников, Войтеховский и др., 2011) по протолиту пелитов железисто-глинозёмистого состава. В перспективе, после их доразведки с привлечением буровых работ (первоочередные Тейское и Панимбинское месторождения), они могут быть использованы как высокоглинозёмистое сырьё в комплексе с бокситами Чадобецкого поднятия и нефелиновыми рудами Среднетатарского и Кийского массивов. Актуальность такой оценки для Красноярского края в перспективе важна для расширения сырьевой базы введённого в эксплуатацию в 2016г. Богучанского электро – металлургического комплекса. В плане вовлечения ВГС в производство БЭМКа актуален инвестиционный проект «Комплексное развитие Нижнего Приангарья» (2005г.), разработанный Институтом региональной политики (Бандман, 2014), согласно которому проектируется инфраструктурное развитие региона (строительство моста через р. Ангару, прокладка автотрасс в Заангарье и др.). Для транспортного обслуживания Богучанского алюминиевого завода, согласно принятой программе развития Нижнего Приангарья, на железнодорожной ветке Карабула - Решеты строится станция «Пихтовая», которая соединит железно-дорожные пути общего пользования с путями БоАЗа. По нашим представлениям, приведённым результатам исследований и программе развития инфраструктуры в регионе (Бандман, 2014) ВГС Заангарья со временем будут востребованы в связи с развитием производственных мощностей и расширением ассортимента продукции БЭМКа, что потребует вовлечения в металлургическое производство отечественного железоалюминиевого сырья и МГС в комплексе нефелиновыми сиенитами и бокситами.

Автор благодарит д. г-м. н., профессора Г.Г. Лепезина и д. г.-м. н И.И. Лиханова за поддержку, консультирование и внимание к исследованиям метаморфизма и метаморфогенного рудообразования региона.

Исследования проводились при финансовой поддержке РНФ, № гранта 16-17-10201.

Список литературы

- Бандман Н.К. Избранные труды и продолжение начатого.-Новосибирск: Изд-во Института экономики и организации промышленного производства СО РАН, 2014.-447c
- Богучанский алюминиевый завод. Сайт boaz-zavod.ru. Википедия. 2017г.
- Жабин В.В. Перспективы укрепления и развития сырьевой базы алюминиевой промышленности Сибири за счёт использования безотходного и экологически чистого железоалюминиевого сырья // Состояние и перспективы развития МСБ. №4 (12), 2012.- С.78-89.
- Козлов П.С. Проблемы петрологии и петрохимии андалузитовых сланцев Заангарья Енисейского кряжа (на примере Панимбинского месторождения) // Проблемы геологии и металлогении Красноярского края. – Новосибирск: Наука, 1989.- С. 89-100.
- Козлов П.С., Лепезин Г.Г. Петрология, петрохимия и метаморфизм пород Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1995. Т. 36.- С. 3-22.
- Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В. Тектоно-метаморфическая эволюция Гаревского полиметаморфического комплекса Енисейского кряжа как свидетельство проявления гренвильских событий

на западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1476-1496.

- Козлов П.С., Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Хиллер В.В. Приангарский метаморфический комплекс (Енисейский кряж): особенности геологии, Р-Т условия и возраст метаморфизма // Литосфера. 2014. № 6.- С. 141-149.
- Козлов П.С. Метаморфические комплексы Енисейского кряжа: Р-Т-условия, возраст, геодинамика // Геодинамические обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое. Материалы 5-й Российской коференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия, Санкт-Петербург, ИГГД РАН.- СПб: Своё издательство, 2017.- С.79-80.
- Коротеев В.А., Огородников В.Н., Войтеховский Ю.Л., Поленов Ю.А., Савичев А.Н., Щипцов В.В., Сазонов В.Н.. Коротеев Д.В. Небокситное алюминиевое сырьё. Институт геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург: УрО РАН, 2011.- 227 с.
- Кузнецов Ю.А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа.-Томск: Изд-во ЗСГУ, 1941.-250с.
- Лепезин Г.Г., Шерман М.Л., Семин В.Д., Кравцов И.С. Перспективы использования метаморфических пород Алтае_- Саянской складчатой области и Енисейского кряжа как источника высокоглиноземистого сырья// Геология и геофизика. 1979. №11. - С. 35-43.
- Лепезин Г.Г., Горюнов В.А. Области применения минералов группы силлиманита // Геология и геофизика. 1988. №2.- С. 89-95.
- Лепезин Г.Г., Семин В.Д. Перспективы развития сырьевой базы алюминиевой промышленности Сибири // Геология и геофизика. 1989. № 2. – С. 85-95.
- Лепезин Г.Г. Месторождения и рудопроявления минералов группы силлиманита России и перспективы создания на их базе промышленного производства концентратов // Огнеупоры
- 15. и техническая керамика. 1997. №8.- С. 29-33.
- Лепезин Г.Г., Каргополов С.А., Жураковский В.А. Минералы группы силлиманита как новое перспективное сырьё для алюминиевой промышленности России // Геология и геофизика. 2010. №12.- С. 1605-1612.
- Лепезин Г.Г., Аньшаков А.С., Фалеев В.А. и др. Получение силумина путем плазменно-дуговой переработки механически активированных минералов группы силлиманита // Химия в интересах устойчивого развития. 2014, Т.22. N2. С. 133-144.
- Лепезин Г.Г., Аньшаков А.С., Фалеев В.А. и др. Плазмохимический способ получения силумина из минералов группы силлиманита// Доклады РАН. 2014.Т. 456. N2. -С.110-113.
- Лепезин Г.Г.. Минералы группы силлиманита перспективный вид сырья для импортозамещения в огнеупорной отрасли России // Новые огнеупоры. 2016. №5. -С. 6-13.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С.Коллизионные метаморфические комплексы Енисейского кряжа: особенности эволюции, возрастные рубежи и скорость эксгумации // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 10. С. 1593-1611.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В. Реконструкция неопротерозойской метаморфической истории Заангарья Енисейского кряжа по данным Th-U-Pb датирования монацита и ксенотима в зональных гранатах // ДАН. 2013. Т. 453. № 6. С. 671-675.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция

Енисейского кряжа на западной окраине Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. Т.48. №5. С.32-53.

- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Р-Т-т эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и Геофизика. 2014. Т. 55. № 3. С. 385-416.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В. Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глинозёмистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 423-440.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов канского и шаралыжалгайского комплексов. Новосибирск, Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993, 223с.
- НожкинА.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и Геофизика. 2016.Т.57. № 2.С. 312-332.
- НожкинА.Д., Дмитриева Н.В., Лиханов И.И., Серов П.А., Козлов П.С. Геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства субизохронного островодужного магматизма и терригенной седиментации (Предивинский террейн Енисейского кряжа) // Геология и геофизика. 2016. Т.57. №11.С.1992-2014.
- Одокий Е.Н., Воропаева Н.П., Леоненко И.Н. и др. Расширение минерально-сырьевой базы алюминиевой

промышленности за счет комплексных железо-алюминиевых руд // Бокситы и другие руды алюминиевой промышленности. – М.: Наука, 1988.- С. 47-51.

- Салтыков А.М., Баймаков А.Ю. Становление и развитие электротермического производства алюминиево-кремниевых сплавов // Цветные металлы. 2003. № 7. С. 101-104.
- Семин В.Д., Пономаренко В.В., Крук Ю.М. Комплексное использование высококремнистых железных бокситов и глиноземистых железных концентратов // Изв. вуз. Цветная металлургия. 1968. № 1. С. 45-49.
- Черкасов Г.Н. Бокситы: методы генетических реконструкций и бокситовый потенциал России. Новосибирск: СНИИГи МС, 2015.- 347с.
- Шибистов Б.В. Закономерности формирования и размещения континентальных бокситов. Автореф. дисс. на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Томск, 2002.
- Целыковский А.Ф. Геологическое доизучение М 1:200000 Горевского горнорудного района в пределах листов О-46-XV, VI (Усть-Ангарская площадь) (производственный отчёт геологосъёмочной группы за 1991-2000гг.). – Мотыгино, 2004.-303с.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S., Verschinin A.E., Kozlov P.S. // Lithos. 2001. V. 58. P. 55-80.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V.113. P. 391-410.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ КАРБОНАТИТОПОДОБНЫХ ПОРОД НАГОРЬЯ САНГИЛЕН (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

Козулина Т.В.

Национальный исследовательский Томский государственный университет, научно-исследовательская лаборатория Геокарт, г. Томск, Россия

Методами РФА, ICP-MS и электронной микроскопии был исследован химический и минералогический состав карбонатитоподобных пород из Дахунурского, Баянкольского, Харлинского, Тоскульского и Чикского интрузивов Центрального Сангилена, ассоциирующих с фойдолитами и фойяитами. Условно были выделены две группы: собственно карбонатитоподобные породы высокотемпературного происхождения (предположительно, образованные из расплава) и гибридные карбонатитоподобные породы с большим содержанием силикатных минералов.

Ключевые слова: Сангилен, щелочные породы, карбонатитоподобные породы, электронная микроскопия, геохимия.

The petrogeochemical and mineral composition of the like-carbonatite- rocks (which are associated with foidolites and foyaites) from the Dahunursky, Bayankolsky, Kharlinsky, Toshkulsky and Chiksky intrusions of the Central Sangilen had been studied by electron microscopy, X-ray fluorescence and ICP-MS methods. Research suggests that two groups may be distinguished: carbonatite-like rocks of high-temperature origin (presumably formed from a melt) and hybrid carbonatite-like rocks with a high content of silicate minerals. Key words: Sangilen, alkaline rocks, like-carbonatite-rocks, electron microscopy, geochemistry.

Объектом изучения являлись карбонатитоподобные породы, находящиеся в ассоциации с фойдолитами и фойяитами. Исследованы образцы из Дахунурского, Баянкольского, Харлинского, Тоскульского и Чикского интрузивов центрального Сангилена, типичных представителей многофазного сангиленского комплекса предположительно раннепалеозойского возраста (Врублевский и др., 2014), объединяемые в единую магматическую серию эгирин-геденбергитовых фойяитов, ювитов и ийолит-уртитов (Кононова, 1976; Яшина, 1982). По минералогическому составу и содержанию SiO, среди карбонатитоподобных пород условно были выделены две группы. К собственно карбонатитоподобным («карбонатитоподобные» в данной статье) отнесены составы с содержанием карбонатной составляющей более 50% и содержанием SiO, менее 20% (согласно Петрографическому кодексу (2009)). К гибридным карбонатитоподобным породам («гибридные» в данной статье) отнесены составы, содержащие более 20% SiO₂.

Аналитические методы

Исследования химического и минералогического состава проводились методами РФА, ICP-MS и электронной микроскопии в Центре коллективного пользования «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ. Валовые содержания петрогенных элементов были определены рентгенофлуоресцентным методом; содержания редких элементов определялись методом ISP-MS на приборе ELEMENT Finnigan Mat. Химический анализ породообразующих минералов был выполнен автором методом рентгеноспектрального микроанализа на растровом электронном микроскопе Tescan Vega II LMU, оборудованном энергодисперсионным спектрометром Oxford INCA Energy 350 (с детектором Si (Li) Standard) и волнодисперсионным спектрометром Oxford INCA Wave 700.

Минералогические особенности карбонатитоподобных и гибридных пород

Выделенные разновидности пород отличаются по минералогическому составу. В собственно карбонатитоподобных породах преобладает кальцит, встречаются (до 10%) апатит, биотит и титаномагнетит, магнетит, клинопироксены, щелочные полевые шпаты. Гибридные породы (рис. 1, 2) содержат, помимо кальцита, от 10 до 40% прочих минералов: титаномагнетит, апатит, нефелин (замещенный канкринитом), щелочные полевые шпаты, клинопироксены, амфиболы, биотит. Карбонатитоподобные породы обладают массивной текстурой. Гибридные разновидности характеризуются неоднородной (пятнистой, шлировой, полосчатой) текстурой с включением реликтов ийолитов (сложенных первичными минералами - нефелином, щелочным полевым шпатом, клинопироксенами, амфиболами, и вторичными минералами гранатом, магнетитом, биотитом, актинолитом).

Кальцит содержит постоянные примеси суммарного Fe, Sr, Y, часто отмечаются примеси Cl, F, Ba, Mg. Он представлен зернами двух генераций. Кальцит первой генерации образует субизометричные зерна и мелкие округлые включения в других минералах, обогащен РЗЭ, Sr и Ba. Кальцит второй генерации образует прожилки и ксеноморфные зерна, корродирует края других минералов, обладает низким содержанием РЗЭ, Sr, Ba. B целом кальциты из карбонатитоподобных пород отличаются более высокими концентрациями РЗЭ, Sr, Y, Ba, F, суммарного FeO, Cl, Th.

Фтор-апатит характеризуется высоким содержанием кальция, постоянными примесями Sr, Ce и F. Для образцов из карбонатитоподобных пород, по сравнению с гибридными, типичны более высокие содержания Sr, P а также постоянная примесь Si.

Клинопироксены отличаются повышенной железистостью и низкой магнезиальностью. В гибридных породах преобладает геденбергит, реже эгирин-авгит, в карбонатитоподобных - эгирин-авгит и геденбергит, встречается эгирин. Как показали предыдущие исследования (Козулина, 2016), в направлении от фойдолитов и фойяитов к карбонатитоподобным породам в пироксенах возрастает натриевость и уменьшается кальциевость. Клинопироксены из карбонатитоподобных пород содержат минимальную долю энстатитового компонента и возможно кристаллизовались из остаточного расплава (обогащенного кальцием и железом и обедненного магнием).

Амфиболы из карбонатитоподобных пород представлены тарамитом, рихтеритом, ферро-экерманитом, единичные – ферроэденитом. Для большинства образцов характерно содержание суммарного Al₂O₃ и отношение Al^{1V}/Al^{VI} (Fleet, Barnett, 1978), свойственное метаморфическим амфиболам. Амфиболы из гибридных пород часто наблюдаются в составе нефелин-пироксен-амфиболовых реликтов и представлены ферро-паргаситом и гастингситом. Среднее содержание суммарного Al₂O₃ и отношение Al^{IV}/Al^{VI} в них свойственно магматическим амфиболам.



Рис. 1. Гибридная порода. Обр. чк-272-6. Николи Х. Кальцит (Сс), апатит (Ар), клинопироксен (СРх), нефелин (Ne).



Рис. 2. Гибридная порода. Обр. чк-272-8. Николи Х. Кальцит (Сс), anamum (Ар), клинопироксен (СРх), амфибол (Hbl), биотит (Bt), нефелин (Ne).



Рис. 3. Диаграмма (Na₂O+K₂O) – (CaO+MgO) (мас.%) для щелочных пород нагорья Сангилен. Условные обозначения: 1 – 2 – силикатные щелочные породы (1 – фойдолиты, 2 – фойяиты); 3 – карбонатитоподобные породы; 4 – гибридные породы.



Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов в щелочных породах нагорья Сангилен. Состав хондрита по (Sun, McDonough, 1989). Условные обозначения: 1 – карбонатитоподобные породы; 2 – гибридные породы.

Слюда представлена разновидностями группы биотита. В карбонатитоподобных породах преобладает железистый биотит, отмечены лепидомелан, сидерофиллит и магнезиальный биотит. В гибридных породах наблюдается сидерофиллит. Слюды отличаются низкой кремнекислотностью, низкими содержаниями Mg, Mn, Ti и высокой железистостью, характерными для магматических слюд (Дир, 1966).

Нефелин состава Ne₆₆₋₇₂ Ks₂₂₋₂₇ An₁₋₃ Qz₃₋₉ (19 определений)

характерен для гибридных пород и по составу близок к перекристаллизованному нефелину из силикатных пород, который по сравнению с магматическими нефелинами имеет более высокое содержание кальсилитового компонента и пониженное содержание анортитового. Отношение K/Na составляют: SiO₂ 42 - 45; Al₂O₃ 33 - 34; Na₂O 16 - 17; K₂O 5 - 7; FeO_{сум} 0 - 0.08; CaO 0.2 - 0.4; Sr 0 - 0.4. В зернах нефелина обнаружены микровключения кальцита и цеолитов (с примесями РЗЭ и Sr), апатита, амфиболов, оксиды и сульфиды Fe, Cu, Ni, Cr.

Полевые шпаты представлены ортоклаз-пертитом, альбитом, анортоклазом, гиалофаном. Для ортоклаз-пертита характерны содержания (мас.%): SiO₂ 61 - 66%; Al₂O₂ 16 - 18%; K₂O 13 - 16%; постоянные примеси FeO_{суми} (0.01 - 0.6%), Ca (0.03 - 1.2%), Ba (0.1 - 2.3%), Sr (0.1 - 0.5%), Y (0.07 - 0.3), Na₂O (0.3-1%). В гибридных породах часть образцов содержит примеси (мас.%): Се, Еu, Gd (до 0.1%), а также Br (до 1.5 мас.%), Cl (до 0.06 мас.%). В карбонатитоподобных породах некоторые образцы содержат (мас.%): Rb (до 0.5%), La, Dy и Lu (до 0.2%), Се (до 0.02%), Sm (до 0.01%), Gd, Tb и Yb (до 0.09%), а также Cl (до 0.01%), F (до 0.07%). Средний состав ортоклаз-пертита сходный и соответствует Ab₄₋₅ An₃₋₄ Or₉₁₋₉₃ (66 определений), однако для образцов из карбонатитоподобных пород характерно большое количество примесей РЗЭ. Среднее отношение Si/Al составляет 3.6. Среднее значение X_k составляет 0.9; среднее отношение K/Na составляет 24. В некоторых зернах ортоклаз-пертита из карбонатитоподобных пород обнаружены включения гиалофана с содержаниями (мас.%): SiO, 44 - 52%; Al₂O₂ 13 – 14%; K₂O 7 – 9%; FeO₂₀₀₀ 0.2 - 0.3%; CaO 0.2 – 0.3%; BaO 24 – 34%; Na₂O 1.3 – 1.7%; Cl 0 – 0.06%.

Для анортоклаза характерны содержания (мас.%): SiO₂ 64 – 69%; Al₂O₃ 18%; преобладание Na₂O (9%) над K₂O (3%), а также постоянная примесь Ca (0.2 - 1.7%) и FeO_{сумм} (0.1 – 0.4%). В гибридных породах в анортоклазах состава Ab₆₃ An₁₉ Or₁₈ наблюдаются примеси (мас.%) Ba (0.4), Yb (0.2); в карбонатитоподобных породах в анортоклазах состава Ab₇₀ An₃ Or₂₇ наблюдается примесь Sm (0.2). Среднее отношение Si/Al составляет 3.7; X_k – 0.2.

Для альбита характерны высокие содержания SiO, (63 – 71 мас.%), Al₂O₃ (17 - 24 мас.%), Na₂O (9 - 12 мас.%), постоянные примеси (мас.%) FeO_{сумм} ($\overline{0.05} - 0.2\%$), K₂O (0.04 -2.6%), Ca (0.04 - 1.6%). Для альбита из карбонатитоподобных пород характерны примеси (мас.%): Sr (до 0.2 – 0.5%), Y (до 0.2 – 0.6%), в единичных образцах - Ва (до 0.09 – 0.2%); для альбита из гибридных пород характерны только примеси Ва (до 0.4%). Средний состав альбита: в карбонатитоподобных породах Ab₉₇ An_{1.5} Or_{1.5} (37 определений), в гибридных породах Ab₇₆ n₁₄Or₁₀. Среднее отношение Si/Al составляет от 3.7 в карбонатитоподобных породах до 3.8 в гибридных породах; среднее значение X_k – от 0.01 до 0.2 (соответственно). Автором была проведена приблизительная оценка температур равновесия полевых шпатов по методикам (Stormer, 1975; Whitney, Stormer, 1977) и (Wen, Nekvasil, 1994). При расчете в программе SOLVCALC 2 (Nekvasil, 1994) применялись параметры Маргулиса по (Benisek at al., 2004). Наибольшие температуры (при 1 кбар) получены для включений первичного альбита в щелочных полевых шпатах из гибридных пород (422 - 577 °C). Для пятен и прожилков вторичного альбита из карбонатитоподобных пород характерны более низкие температуры (от 220 до 390 °С).



Рис. 5. Распределение редких и редкоземельных элементов в щелочных породах нагорья Сангилен. Составы примитивной мантии и OIB – по (Sun, McDonough, 1989); состав IAB – по (Kelemen et al., 2003). Условные обозначения: 1 – карбонатитоподобные породы; 2 – гибридные породы.

Для гибридных пород типичен титанистый гранат - меланит и шорломит, который характеризуется резким преобладанием андрадитового минала (51 – 70.5%) над гроссуляровым (22 – 37%), альмандиновым (2 – 18%) и спессартиновым (0.5 – 0.9%), редко отмечается пироповый минал (0 – 0.8%). Шорломит наблюдается в центральных частях зерен, меланит – по их периферии. В некоторых образцах отмечены примеси (мас.%): Y_2O_3 (0.07 – 0.55%), BaO (0.07 – 0.36%), Dy_2O_3 (0.09%), Yb_2O_3 (0.18 – 0.42%). Единичные образцы содержат (мас.%): SrO (0.35%), La₂O₃ (0.22%), Nd₂O₃ (0.06%), ThO₂ (0.24%), Cl (0.01%), HfO₂ (0.08%), Ta₂O₅ (0.22%).

Геохимия карбонатитоподобных и гибридных пород

Среднее значение Na₂O+K₂O (мас.%) составляет 0.9 в карбонатитоподобных породах и 4.4 в гибридных. Среднее отношение Na₂O/K₂O составляет 2.3 в карбонатитоподобных породах и 2.4 в гибридных. На диаграмме (Na₂O+K₂O)-(CaO+MgO) (рис. 3) карбонатитоподобные породы обособляются отдельно от гибридных. Гибридные породы занимают промежуточное положение между карбонатитоподобными породами и ассоциирующими фойдолитами и фойяитами.

Средний коэффициент железистости (f) в карбонатитоподобных породах составляет 59, в гибридных породах – 93. Карбонатитоподобные породы обладают более высокой агпаитностью. К_а составляет в карбонатитоподобных породах 0.8, в гибридных – 0.5. Средняя величина ((Na₂O+K₂O)/ CaO) для карбонатитоподобных пород составляет 0.01, для гибридных – 0.1. Средние содержания P_2O_5 колеблются от 2.6 до 3.6 мас.% соответственно.

Относительно кларковых содержаний земной коры (Овчинников, 1990) изученные составы обогащены Ті, Sr, Ba и РЗЭ (особенно Се). При этом в карбонатитоподобных породах, в отличие от гибридных, выше содержание Sr, ниже содержание Ва и значительно ниже содержание Ті. В гибридных породах содержание Ті близкое к кларковому содержанию земной коры. Спектры распределения РЗЭ в изученных породах близкие, характеризующиеся обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых. Для всех спектров характерны незначительные минимумы Eu (среднее значение Eu/Eu*=0.90) или их отсутствие. В карбонатитоподобных породах выше, по сравнению с гибридными, обогащенность легкими РЗЭ (особенно Ce, Nd) (рис. 4). Для гибридных пород характерно отсутствие резкого обеднения тяжелыми РЗЭ (Dy, Er, Yb). Среднее значение La_N/Yb_N в карбонатитоподобных породах составляет 16, в гибридных породах 6. На спайдер-диаграммах (рис. 5) все изученные составы характеризуются сходным распределением микроэлементов и промежуточным положением между эталонными спектрами внутриплитных базальтов (OIB) и окраинно-континентальных базальтов (IAB).

Выводы

Сходная конфигурация мультиэлементных спектров и близкий уровень концентраций редких и редкоземельных элементов указывают на общий источник вещества, сочетавший в себе черты IAB и OIB. Содержания РЗЭ во всех изученных породах значительно превышают значения стандартов (хондрита, примитивной мантии, верхней и нижней земной коры, OIB, IAB), что свидетельствует о большой дифференцированности исходной магмы. Резкая обогащенность LILE (особенно Ba, Rb, U) и Sr, указывают на высокую степень контаминации и взаимодействие расплава с вмещающими породами (в том числе – захороненными высокоминерализованными рассолами (Покровский и др., 1998)).

При общем источнике вещества, механизм образования карбонатитоподобных и гибридных пород, как мы предполагаем, имел отличия. Карбонатитоподобные породы, вероятно, были образованы из расплава, возникшего в процессе дифференциации щелочной магмы. Об этом свидетельствуют результаты исследования минералогического состава фойдолитов и фойяитов, ассоциирующих с карбонатитоподобными породами (Козулина, 2016). Особенности распределения РЗЭ показывают также, что карбонатитоподобные породы являются максимально дифференцированными по сравнению с фойдолитами и фойяитами. По экспериментальным данным (Woolley, Kempe, 1989), возможно ликвационное происхождение карбонатитоподобных пород.

Гибридные породы, вероятно, возникали одновременно с карбонатитоподобными за счет преобразования вмещающих щелочных пород – фойдолитов. Вследствие этого гибридные породы характеризуются большой неоднородностью составов, текстур и наличием большого количества силикатных минералов.

Список литературы

- Врублевский В.В., Никифоров А.В., Сугоракова А.М., Лыхин Д.А., Козулина Т.В., Юдин Д.С. Возраст и природа щелочных пород Дахунурского плутона, Юго-Восточная Тува // Известия Томского политехнического университета. – Томск, 2014. - Т.324. - №1. - С. 146 – 153.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, пер. с англ., т. 1—5, М.: Мир, 1966.
- Козулина Т.В. Эволюция породообразующих минералов из щелочных интрузий Юго-Восточной Тувы (центральный Сангилен) // Петрология магматических и метаморфических комплексов // Материалы Всероссийской петрографической конференции. - Вып. 6. – Томск, 2016. - С. 160 – 168.
- Кононова В. А. Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. – М.: Наука, 1976. – 214 с.
- 5. Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. М.: Недра, 1990. 248 с.
- Покровский Б.Г., Андреева Е.Д., Врублевский В.В., Гринев О.М. Природа контаминации щелочно-габброидных интрузий южного обрамления Сибирской платформы по данным изотопии стронция и кислорода // Петрология, 1998, т. 6, No 3, с. 259—273.
- Яшина Р.М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей. – М.: Наука, 1982. – 273 с.
- Benisek, A., Kroll, H. and Cemic, L., New developments in two-feldspar thermometry. // American Mineralogist, V. 89 (2004) – P. 1496-1504.
- Fleet M.E., Barnett R.L. ^{IV}Al/^{VI}Al partitioning in calciferous amphiboles from the Frood Mine, Sudbury, Ontario // Canad. Mineral., V. 16 (1978) - P. 527 – 532.
- Stormer J. C. A Practical two-feldspar Geothermometer. // Amer. Miner., V. 60 (1975)
- Wen, S.and Nekvasil, H. SOLVCALC: An interactive graphics program package for calculating the ternary feldspar solvus and for two-feldspar geothermometry. // Computers & Geosciences., V. 20 (1994) - №6 - P.1025-1040
- 12. Whitney J.A., Stormer J. C. The distribution $NaAlSi_3O_8$ between coexisting microcline and plagioklase and the effect on geothermometric calculations. // Amer. Miner., V. 62 (1977)
- Woolley A.R., Kempe D.R.C. Carbonatites: Nomenclature, average chemical compositions, and element distribution // Carbonatites: genesis and evolution / Ed. K. Bell. Unwin Hyman, London, 1989, p. 1—14

УДК 622.85:504.06 ВОЗМОЖНОСТИ ПРОИЗВОДСТВА ПЕТРОЗИТОВ ИЗ ОТХОДОВ ПЕРЕРАБОТКИ КИСЛЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

Коробкин В.В.¹, Саматов И.Б.², Тулемисова Ж.С.¹

¹АО «Казахстанско-Британский технический университет», Алматы, Казахстан. ²ТОО «Институт геологических наук имени К.И. Сатпаева», Алматы, Казахстан

Рассматриваются вопросы производства легких заполнителей для бетонов из отходов переработки магматических пород. Для этого были проведены комплексные геологические, минералогические и петрографические методы изучения гранитов и риолитов, пригодных для камнелитного производства. Приведены данные изучения пород методами химического, термического, рентгеноструктурного анализов. Шихта гранитов и риолитов подвергалась высокотемпературным испытаниям в камерной печи LHT 04/16 (Nabertherm) при динамическом росте температуры от 50 до 1200° и далее до температуры 1450°С. Подъем температуры контролировался заданным временем, по истечению которого термическая установка автоматически переключалась в следующий режим нагревания – при Т°→ constant. Процесс термического воздействия печи на пробу завершался свободным охлаждением системы. Работа термической установки осуществлялась по следующей схеме: 1) нагрев в условиях динамического подъема температуры; 2) изотермический режим (термического воздействия); 3) свободное охлаждение шихты.

Установлено, что обжиг гранитов происходит в следующей последовательности: 1) общая дегидратация системы (60-200°C); 2) плавление (начало размягчения) вулканического стекла (600°C и выше); 3) термическая диссоциация каолинита (500-650°C); 4) разложение мусковита, входящего в состав породы (дегидратация и перестройка решетки в пределах 800-1000°C); 5) образование муллита второй генерации (полевые шпаты и продукты распада каолинита при температурах 950°C и выше); 6) полная деструкция мусковита с образованием игольчатого муллита и аморфной фазы (1100-1200°C); 7) усадка материала (800-1300°C); 8) упорядочивание размеров поровых пространств на основе ориентированных уплотнений, не расплавленных частиц кремнистого состава; 9) формирование новых мини пор на базе пузырьковых пространств в жидких фазах муллита (950-1300°C); 10) получение петрозита.

Технологические свойства петрозитов, полученных из шихты гранитов (прочность, легкость, огнестойкость, тепло- и шумоизолирующие особенности) ни в чем не уступают физико-механическим параметрам петрозитов, получаемых из других видов сырья.

Ключевые слова: петрозит, магматические породы, граниты, риолиты, термический, рентгенофазовый и микрозондовый анализы, обжиг и расплавление шихты высокотемпературной печи.

CONDITES OF THE RECEIVED MATERIALS FOR THE MANUFACTURE OF PETROZITES FROM WASTE PRODUCTS FROM THE PRODUCTION OF STONES OF MINING INDUSTRY OF SOUTH KAZAKHSTAN

Valery V. Korobkin¹, Iskander B. Samatov², Zhamal S. Tulemissova¹

¹JSC «Kazakh-British technical university», Almaty, Kazakhstan ²LLP «Institute of the Geological Sciences named after K.I. Satpayev», Almaty, Kazakhstan

The issues of production of lightweight aggregates for concrete from waste from processing igneous rocks are considered. For this purpose, complex geological, mineralogical and petrographic methods for studying granites and rhyolites, suitable for stone production, were carried out. The data of rock studies using chemical, thermal, X-ray diffraction analyzes are given. The charge of granites and rhyolites was subjected to high-temperature tests in a chamber furnace LHT 04/16 (Nabertherm) with a dynamic temperature increase from 50 to 1200° and further to a temperature of 1450° C. The temperature rise was controlled by the set time, after which the thermal installation automatically switched to the next heating mode - at T° \rightarrow constant. The process of the furnace thermal exposure to the sample was completed by free cooling of the system. The work of the thermal installation was carried out according to the following scheme: 1) heating under conditions of dynamic temperature rise; 2) isothermal regime (thermal effect); 3) free cooling of charge.

It is established that firing of granites occurs in the following sequence: 1) general dehydration of the system (60-200 ° C); 2) melting (beginning of softening) of volcanic glass (600 ° C and above); 3) thermal dissociation of kaolinite (500-650 ° C); 4) decomposition of muscovite, which is a part of the rock (dehydration and restructuring of the lattice within 800-1000 ° C); 5) formation of second-generation mullite (feldspar and kaolinite decomposition products at temperatures of 950 ° C and above); 6) complete destruction of muscovite with the formation of acicular mullite and amorphous phase (1100-1200 ° C); 7) material shrinkage (800-1300 ° C); 8) ordering the sizes of pore spaces on the basis of oriented seals, not fused silica particles; 9) the formation of new mini-pores on the basis of bubble spaces in the liquid phases of mullite (950-1300 ° C); 10) obtaining of petrozites.

Technological properties of petrozites, obtained from the charge of granites (strength, lightness, fire resistance, heat and noise insulating characteristics) are in no way inferior to the physico-mechanical parameters of petrosites obtained from other types of raw materials.

Key words: petrozites, igneous rocks, granites, rhyolites, thermal, X-ray phase and microprobe analyzes, firing and melting of batch of high-temperature furnace.

Производственный процесс получения петрозитов состоит в обжиге природного минерального сырья, что позволяет получить структуру легкого пористого материала. Петрозит обладает свойствами экологически безопасного строительного материала, имея пористую структуру, обладает звуко- и теплоизоляционными свойствами. Морозостойкость петрозита выдерживает циклы от пятнадцати до пятидесяти единиц. Показатели влагостойкости петрозита высоки. Благодаря своим свойствам, он используется в основных отраслях строительства (ГОСТ 2012, ГОСТ 2013; Природные, 2000; Сагунов и др., 1978). В качестве природного материала для производства петрозита были выбраны отходы производства со строительных карьеров (гранитов и риолитов), для этого были отобраны технологические пробы с Кордайского, Куртинского и ряда других объектов (Коробкин и др., 2016 а.б). Обжиг порошковых проб производился на высокотемпературной установке марки Nabertherm LNT 04/16 (Германия), позволяющей проводить термические испытания в пределах 20-1650°С в условиях динамического подъема температуры и в изотермическом режиме нагревания

Термическая обработка гранитов с Кордайского карьера осуществлялась в условиях градиентного нагревания печи до 1300°С в течение тридцати минут. Дальнейший обжиг переключался на изотермический режим, длительность которого ограничивалась сорока минутами. Процесс нагревания заканчивался свободным (не является принудительным) охлаждением печи. Полный цикл указанного программного прокаливания образца можно свести к следующей последовательности параметрических показаний – 1300°С (5', 30', 40'), где обозначения в скобках – время ожидания эксперимента, время динамического и изотермического режимов работы термического устройства соответственно.

Исследуемая шихта, в выбранных температурно-хронологических условиях эксперимента, преобразовалась в прочный слиток с плотно упакованными зернами не активизированных включений, по-видимому, кварца и калиевого полевого шпата. Поверхность, указанного агрегата, покрыта глазурью из стекла природного происхождения (рис. 1). На тыльной же стороне керамического композита, в области соприкосновения его с тиглем, глазурь отсутствует, при его раскалывании на профилях сколов видны мельчайшие поры, образованные в результате плавления. Обжиг шихты повлек за собой такие изменения, как термическая усадка и уменьшение массы исходного материала. Усадка исходного образца произошла в результате обжига и наличия больших поровых пространств в шихте. Снижение исходного веса пробы произошло вследствие дегидратации, которая облегчила систему на 1,2% (0,8% - до 1000°С и 0,4% в интервале температур 1000-1300°С).

При проведении испытаний, касающихся выявления оптимальных режимов обжига каменного материала, было установлено, что свойства материалов, получаемых при обжиге, зависят от многих факторов эксперимента. Главными из них являются минеральный и вещественный состав исходного образца, степень его дисперсности, а также температуры нагревания в цикле конкретного сеанса обжига.

В другой пробе кордайских гранитов (рис. 2) в результате обжига в режиме 1300°С (5', 40', 30') был получен композитный керамический слиток, аналогичный рисунку 1.Так близость внешних очертаний, форм и однотипность физических свойств, сравниваемых продуктов прокаливания, обусловлена тожественностью составов рассматриваемых гранитов. В связи с этим, при нагревании дисперсной части рассматриваемых магматических пород в данной системе протекают физико-механические процессы, такие как усадка шихты, образование изотропных минипор и формирование муллита и вулканического стекла.

Также было установлено, что природа точечных крапинок, прослеживаемых на обеих сторонах сравниваемых керамических формирований, принадлежит микроскопическим частицам пирита, равномерно рассеянным по всему телу образца. Процентный состав данного сульфида в составах гранитов весьма мал. Содержание его в шихте ниже пределов чувствительности аппаратных средств, на которых выполнялись анализы данных образцов.

Граниты с участка Жарык (Куртинский массив), при нагревании в режиме - 1300°C (5', 40', 30') претерпели все этапы становления из порошкообразного вещества в керамический композитный материал (рис. 3). Термическое поведение исследуемого гранита при предварительном нагревании его в интервале 20-1000°С, уже описывалось нами (Коробкин и др., 2016 а,б). Здесь из термогравиметрической (TG) кривой видно, что система теряет вес в три этапа - в интервалах температур 20-200, 200-560 и 560-1000°С, в количестве 0,55% (H,O), 0,55% (OH) и 0,35% (OH) соответственно. С учетом этих выбросов и потери веса в 0,2%, зафиксированного в промежутке 1000-1300°С общая масса образца стала ниже всего на 1,65%. Однако, главным достоинством получаемой продукции при обжиге гранита является опережение роста его объема над снижением веса и термической усадкой спекаемого материала. Подобное приращение объема обеспечивается путем увеличения числа пор в теле керамического образования.

Гранитная шихта с участка Жолпактас (Куртинский массив) при обжиге в режиме 1300°С (5', 40', 30') образовала пористую керамическую массу серого цвета. Верхняя часть поверхности спекшегося материала, которая не соприкасалась с тиглем, покрыта тонким слоем глазури. На обеих сторонах данного вещества выступают темные пятна оксидов железа. Размеры этих крапин варьируют от величины <0,5 до 2 мм. Набор, визуально выявленных черт спекшегося материала, отвечает параметрам описанных выше продуктов обжига не только в части формы, но и в части их физико-механических свойств (рис. 4). По прочностным параметрам (на сжатие и излом), огнестойкости, по тепло- и шумоизолирующим свойствам, полученный продукт не уступает материалам, полученным при термической обработке гранитов из других рассмотренных выше месторождений.

Термическое преобразование шихты гранитов в керамический композитный материал происходит следующим образом: 1) общая дегидратация системы (60-200°С); 2) плавление (начало размягчения) вулканического стекла (600°С и выше); 3) термическая диссоциация каолинита (500-650°С); 4) разложение мусковита, входящего в состав породы, (дегидратация и перестройка решетки в пределах 800-1000°С); 5) образование муллита второй генерации за счет полевых шпатов и преобразования каолинита (950°С и выше); 6) полная деструкция мусковита с образованием игольчатого муллита и аморфной фазы (1100-1200°С); 7) усадка материала (800-1300°С); 8) упорядочивание размеров поровых пространств на основе ориентированных уплотнений, не расплавленных частиц кремнистого состава; 9) формирование новых минипор на базе пузырьковых пространств в жидких фазах муллита (950-1300°С); 10) образование петрозита. Комплекс свойств петрозитов, полученных из шихты гранитов (прочность, легкость, огнестойкость, тепло- и шумоизолирующие особенности и пр.) ни в чем не уступает физико-механическим параметрам петрозитов, получаемых из других видов сырья (Коробкин и др., 2016 а,б).



Рисунок 1 – Фотоиллюстрация (7) продукта обжига образца К-1-15 (гранит Кордайского месторождения); температурно-хронологические параметры обжига каменного материала в условиях высокотемпературного нагревания – 1300°C (5>, 40>, 30>)



Рисунок 2 – Фотоиллюстрация (8) продукт обжига образца К-2-15 (гранит Кордайского месторождения); температурно-хронологические параметры обжига каменного материала в условиях высокотемпературного нагревания – 1300°C (5>, 40>, 30>)



Рисунок 3 – Фотоиллюстрация (9) продукта обжига образца К-10-15 (гранит, месторождение Курты, участок Жарык); температурно-хронологические параметры обжига каменного материала в условиях высокотемпературного нагревания – 1300°C (5', 40', 30')



Рисунок 4 – Фотоиллюстрация (10) продукта обжига образца К-11-15 (гранит месторождения Корты, участок Жолпактас); температурно-хронологические параметры обжига каменного материала в условиях высокотемпературного нагревания – 1300°С (5', 40', 30')

Для гранитов свойственна термическая инертность во всех исследуемых интервалах температур, за малым исключением в области ~500°С (полиморфное превращение SiO₂). Состав изучаемых гранитов имеет однотипный набор породообразующих минералов – доминируют кварц и полевые шпаты относительно других включений. Граниты, в пределах указанных температур, устойчивы к разрушению, не подвергаются деформации и сохраняют в своем составе большинство минеральных включений в первозданном виде. Исключением служит мусковит, входящий в состав рассматриваемых образований. Количество гидроксилов в данной слюде соответствует ~ 0,3%, потеря которого при термической деструкции минерала не может принести испытываемому объекту сколь угодно малых разрушений. В связи с этим, предлагаемая гранитная крошка, которая устойчива к высоким (свыше 1000°С) температурам, механическим давлениям и воздействиям различных химических сред, может стать надежным компонентом бетона, а при термическом обволакивании их керамической коркой, значимость его применения в сфере строительства резко возрастает. Все компоненты, слагающие гранит, могут при температурах кристаллизации расплавленного субстрата формировать вещества, с заданными термомеханическими свойствами и структурными особенностями (пористость и промежуточные формы спекания шихты).

В риолитах присутствуют вторичные минералы – до 30% глинистых и карбонатных новообразований (нонтронит, доломит и кальцит), которые содержат до 5,3% термически активных компонентов (H₂O, OH и CO₂), удаляющихся в атмосферу при температурах от 60 до 760°С. В силу наличия в составе риолита минералов из группы слоистых силикатов (мусковит), непосредственная добавка их в бетон – нежелательна. Однако, после незначительного регулирования количественного соотношения в системе нонтронит-кварц и коррекции температуры в программе нагревания рассматриваемого риолита, полученный продукт обжига вполне будет соответствовать всем нормативным параметрам строительного материала.

Таким образом, пылевидные и дисперсные отходы выработки указанных пород (щебеночные отсевы), могут служить готовым сырьем при термическом производстве легких гранулированных заполнителей бетона, которые по качеству и безопасности применения в строительстве, не только равноценны традиционным щебеночным материалам, но по ряду технических параметров превосходят их (Кутолин, Широких, 2003; Горлов и др., 1980). Кроме того, мелкозернистые отходы пород легко поддаются формовке с целью последующего обжига их в малогабаритных термических установках, с последующим изготовлением из литья, такой продукции, как например, облицовочные строительные плитки, или тепло- и электроизоляционные изделия промышленного назначения.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы МОН РК, по приоритету: «Рациональное использование природных ресурсов, переработка сырья и продукции; прикладные научные исследования», по теме: «Разработка технологии производства легких заполнителей для бетонов из отходов переработки магматических пород и производство теплоизоляционных материалов из минерального сырья», № 85 от 27 февраля 2017 г.

Список литературы

- ГОСТ 9757-90 «Гравий, щебень и песок искусственные пористые (керамзитовые). Технические условия». – М.: Стандартинформ, 2007. – 14 с.
- ГОСТ 32496-2013 «Заполнители пористые для легких бетонов» (Взамен ГОСТ 9757-90). –М.: Стандартинформ, 2014. – 20 с.
- Горлов Ю.П., Меркин А.П. Устенко А.А. Технология теплоизоляционных материалов. М., Стройиздат. –1980. –364 с.
- Коробкин В.В., Саматов И.Б., Слюсарев А.П., Левин В.Л., Тулемисова Ж.С. Вопросы переработки магматических пород для производства легких заполнителей бетонов (керамзитов) // Известия НАН РК, серия геологии и технических наук, № 5 (419). 2016 а. С. 125 – 132.
- Коробкин В.В., Саматов И.Б., Слюсарев А.П., Тулемисова Ж.С. Состояние и качество минерально-сырьевой обеспеченности для производства легких заполнителей бетонов из отходов переработки магматических пород Казахстана. «Вестник КРСУ», № 1, том 17, 2016 б. –С. 132-137.
- Кутолин В.А., Широких В.А. Петрозит: возможность возродить строительство крупнопанельного жилья // Проектирование и строительство в Сибири. – 2003. – № 4 (16). – С. 24-27.
- Природные облицовочные камни Казахстана. Справочник. Т.П. Алматы, 2000. 150 с.
- Сагунов В.Г. Рахман В. Б., Дюсенбаев А. Д. Облицовочные камни Казахстана. Атлас-каталог. Алма-Ата. – 1978. – 88 с.

ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ИСПЫТАНИЯ ПОРОД ГАББРО-БАЗАЛЬТОВОЙ ГРУППЫ КАЗАХСТАНА, КАК ОСНОВА ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ МИНЕРАЛЬНОЙ ВАТЫ

Коробкин В.В.¹, Саматов И.Б.², Тулемисова Ж.С.¹, Добровольская Е.А.¹

¹АО «Казахстанско-Британский технический университет», Алматы, Казахстан. ²ТОО «Институт геологических наук имени К.И. Сатпаева», Алматы, Казахстан

Изложены результаты изучения пород габбро-базальтовой группы на территории Казахстана: 1) их вещественного состава и термического поведения в диапазоне температур 20-1000°С; 2) осуществлены высокотемпературные испытания на установке LNT 04/16 в режимах нагревания от 40 до 1500°С. Для этого были отобраны породы из разных регионов Казахстана, различающиеся химическим наполнением и степенью совершенства их минеральных включений в соответствии с существующими стандартами. В качестве возможного сырья были отобраны образцы горных пород вблизи крупных экономических центров в Северном, Центральном и Южном Казахстане. Данные расчетов вязкости пород габбро-базальтовой группы были получены по методике Э.С. Персикова. Для производства базальтовых волокон с заданными характеристиками по прочности, химической и термической стойкости, определенными электроизолирующими свойствами, предлагается использовать базальтовые породы с требуемыми характеристиками по химическому составу и свойствам сырья. Анализ геологических данных показал, что во многих регионах Казахстана имеются залежи пород габбро-базальтовой группы, пригодных для производства минеральной ваты. Запасы сырья составляют десятки миллионов тонн, Технологии производства базальтовых волокон, особенно непрерывных волокон, достаточно новы, имеют ряд принципиальных особенностей, связанных с исходным сырьем. Для каждого типа базальтов необходимы свои особые технологические режимы и параметры производства волокон. Процессы плавления, гомогенизации и подготовки расплава проходят при высоких температурах 1400 С и связаны с определенными энергозатратами. Технологии переработки базальтовых волокон в материалы и изделия не связаны с высокотемпературными процессами и производятся с применением «холодных технологий». Таким образом, технологии производства базальтовой ваты являются по сути энергосберегающими и экологически чистыми.

Ключевые слова: минеральная вата и волокна, базальт, диабаз, габбро, амфиболит, геолого-петрологические характеристики, химический, термический, рентгенодифрактометрический и микрозондовый анализы.

HIGH-TEMPERATURE TESTS OF THE GABBRO-BASALT GROUP OF KAZAKHSTAN FOR PRODUCTION OF MINERAL WOOL

Valery V. Korobkin1, Iskander B. Samatov2, Zhamal S. Tulemissova 1, Yelena A.Dobrovolskaya1

¹JSC «Kazakh-British technical university», Almaty, Kazakhstan ²LLP «Institute of the Geological Sciences named after K.I. Satpayev», Almaty, Kazakhstan

The results of studying the rocks of the gabbro-basalt group in the territory of Kazakhstan are described: 1) their material composition and thermal behavior in the temperature range 20-1000 ° C; 2) high-temperature tests were performed on the LNT 04/16 installation in heating modes from 40 to 1500 ° C. For this, rocks from different regions of Kazakhstan were selected, differing in chemical content and the degree of perfection of their mineral inclusions in accordance with existing standards. As a potential raw material, rock samples were used near major economic centers in Northern, Central and Southern Kazakhstan. Calculations of the viscosity of rocks of the gabbro-basaltic series were carried out by the method of E.S. Persikov. For the production of basalt fibers with specified characteristics for strength, chemical and thermal resistance and certain electrical insulating properties, it is proposed to use basalt rocks with characteristics in terms of chemical composition and properties of raw materials. Analysis of the available data showed that in many regions of Kazakhstan there are deposits of rocks of the gabbro-basalt group, suitable for the production of mineral wool, whose reserves amount to many tens of millions of tons. Technologies for the production of basalt fibers, especially continuous fibers, are quite new, they have a number of principal features related to the raw material. For each type of basalt requires its own special technological regimes and parameters of fiber production. The processes of melting, homogenization and preparation of the melt pass at high temperatures of 1400° C and are associated with certain energy inputs. Technologies for processing basalt fibers in materials and products are not associated with hightemperature processes and are produced using "cold technologies". Thus, the production of basalt wool is essentially energy-saving and environmentally friendly.

Key words: mineral wool and fibers, basalt, diabase, gabbro, amphibolite, geological and petrological characteristics, chemical, thermal, X-ray diffractometric and microprobe analyzes.

Исходным сырьем для производства базальтовых волокон являются магматические породы габбро-базальтовой группы. Они имеют высокую природную химическую и термическую стойкость. Главные энергетические функции по первичному плавлению пород габбро-базальтового ряда выполнены природой. В отличие от сырья для производства стекла, породы габбро-базальтовой группы представляют собой готовое природное сырье для производства волокон. При этом стоимость добычи базальтового сырья очень низкая.

В работах (Коробкин и др., 2015 а,б, 2016, 2017) изложены результаты изучения пород габбро-базальтовой группы на территории Казахстана: 1) их вещественного состава и
термического поведения в диапазоне температур 20-1000°С; 2) осуществлены высокотемпературные испытания на установке LNT 04/16 в режимах нагревания от 40 до 1500°С. Для этого были отобраны породы из разных регионов Казахстана, различающиеся химическим наполнением и степенью совершенства их минеральных включений в соответствии с существующими стандартами (ГОСТ, 2012).

В качестве возможного сырья были отобраны образцы горных пород вблизи крупных экономических центров в Северном – Щучинский район (рис. 1-4), Центральном – Прибалхашье (рис. 5) и Южном – юго-восток Чу-Илийских гор (рис. 6-8) Казахстане (табл.1).

Таблица 1.

Данные рентгеноспектрального (силикатного) анализа											
Содержание, %											
№ образца (пробы)	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	п.п.п.
Северный Казахстан											
К-13-15, габбро-амфиболит	2,38	6,76	13,90	48,62	0,34	1,91	10,09	1,32	0,17	11,88	2,63
К-14-15-1-2, базальт	3,54	10,34	13,84	46,72	0,15	0,40	13,72	0,98	0,14	8,78	1,39
Центральный Казахстан											
К-12-15, дацит	2,93	1,16	13,89	66,13	0,22	4,55	1,08	0,78	0,17	8,13	0,96
К-16-15, андезибазальт	3,75	5,34	14,70	57,20	0,22	0,24	6,90	0,79	0,09	7,46	3,31
К-17-15, базальтовый туф	3,55	5,56	19,31	52,81	0,26	0,24	1,18	1,38	0,26	10,20	5,25
Южный Казахстан											
К-3-15, габбро	2,30	11,45	16,27	52,10	0,05	0,18	2,51	1,08	0,16	11,76	2,14
К-20-16-1, базальт	3,40	4,05	18,12	54,16	0,34	0,24	3,73	1,90	0,11	9,68	4,27
К-20-16-2, базальт	3,97	4,21	14,32	55,41	0,27	0,39	6,35	1,53	0,11	7,83	5,61

Таблица 2.

Данные расчетов вязкости (Па·с) пород габбро-базальтового ряда по методике Э.С. Персикова (Персиков Э.С., 1984; Persikov E.S., Bukhtiyarov P.G., 2009)

	Диапазон температур								
помер образца, название породы	1100°C	1250°C	1300°C	1350°C	1400°C	1450°C			
К-3-15, габбро	1012	184,2	112,5	70,06	45,65	30,2			
К-13-15, габбро-амфиболит	479,9	94,2	58,6	37,6	24,1	16,7			
К-14-15, базальт	837	19,5	12,8	8,6	5,9	4,2			
К-16-15, андезибазальт	1151	208	126	79	50,7	35,6			
К-17-15, базальтовый туф	2431310	205918	100404	51171	27152	14947			
К-20-16-1, миндалекаменный базальт	325591	33614	17362	9340	5214	3011			
К-20-16-2, массивный базальт	1236	221	133,9	83,7	53,8	35,5			

Северный Казахстан

Базальт сагской свиты (образец К-14-15-1) в условиях динамического нагревания шихты от 20 до 1400°С в течение 50 минут и изотермической выдержки этой температуры в пределах 30 минут, изменили свой внешний облик, что связано с переходом испытываемой системы из кристаллического в аморфное. Шихта после остывания преобразовалась в плотную массу темно-коричневого цвета с матовым оттенком. На внешней поверхности полученного продукта, которая в период прогревания, соприкасалась с воздухом, преобладают коричневые оттенки, что обусловлено присутствием гематита, который с потерей части кислорода переходит в магнетит. Описываемый спекшийся продукт приобрел качества твердой мелкопористой керамической массы, по прочности, не уступающей петрозитам (ГОСТ, 2012; Кутолин, Широких, 2010; Исследование..., 2015), полученных при спекании гранитов. При обжиге шихты до 750°С ее навеска становится легче на ~12,5%, в результате деструкции лизардита и обезвоживания тремолита, а при достижении 1400°С масса продукта снижается еще на 3%. В итоге, полный цикл обжига снижает вес испытываемой породы на 15,5% (рис.1).

Выбранный режим прокаливания образца за номером К-14-15-1 применим для получения из данного вида сырья керамического материала. Методика приготовления из данного базальта волоконной продукции, требует при прокаливании достижения полного расплавленного состояния шихты. Это может быть выполнено при производстве минеральной ваты более тонкого размола каменного материала. С этой целью для данного образца нами предложена другая схема обжига, предусматривающая динамический нагрев печи от 20 до 1500°С в течение 100 минут, с последующим переходом, при данной температуре, в изотермический режим нагревания продолжительностью 20 минут. Характер остывания системы остается прежним, т.е. не принудительным – в режиме экспоненциального охлаждения пространства печи до комнатной температуры. Термическое испытание шихты в условиях нагревания при 1400-1500°С привело, к ее полной гомогенизации (рис. 2).

Базальт сагской свиты (образец К-14-15-2) при нагревании в режиме обжига 1400°C (5', 50', 30') претерпевает ряд преобразований, вследствие чего происходит деструкция клинохлора (Mg,Fe)5Al[AlSi3O10](OH)8 и мусковита KAl2(AlSi3O10)(OH)2), а также дегидратация оленита NaAl3Al6(Si6O18)(BO3)3(O,OH)4. Количество этих термически восприимчивых включений в породе составляет свыше 40% (соответственно 21,2, 12,8, и 10,5%). Полученное при обжиге вещество представляет собой твердую плотно сформированную массу темно-коричневого цвета. Внешняя поверхность образованного слитка, в особенности, свободная от соприкосновения с тиглем, является идеально гладкой и придает продукту вид темной глазури (рис. 3). Заданный температурно-хронологический режим 1400°С (5', 50', 30') прогревания шихты и степень измельчения породы до фракции 0,5-2,0 мм вполне приемлемы для горячего отлива изделий строительного назначения.

Указанная температурно-хронологическая схема прокаливания шихты может быть изменена в пользу энергосберегающего режима производства базальтовой минеральной ваты, с учетом времени изотермического прогревания печи, скорости повышения температуры, степени измельчения шихты, что в итоге позволит снизить затраты энергии для получения нужной вязкости расплава базальтов.

Габбро-амфиболит (образец К-13-15), при нагревании в режиме 1400°C (5', 30', 20') преобразовался в плотную массу темно-оранжевого цвета. Наружная поверхность данного образования, которая в процессе нагревания не касалась корпуса тигля, покрылась слоем глазури (рис.4). Твердость полученного слитка сравнима с твердостью всех стекломасс, выполненных нами на основе базальтового порошка. Полученный продукт обладает высокой механической прочностью. Слиток диметром в 20 мм и толщиной в ~2 мм не поддается излому ручным способом. Эти физические параметры остуженного габбро-амфиболитового расплава, в первом приближении, соответствуют характеристикам стекломассы, которые соответствуют требованиям производства из них волоконной продукции. Кроме того, данное базальтовое стекло по многим техническим параметрам вполне соответствует современным материалам, изделия из которых широко используются в отделочных строительных работах.

Выбранный режим нагревания печи, еще на ранних стадиях термического преобразования порошковой пробы, обеспечил испытываемому образцу возможность освободиться от минералов-примесей (путем термического разрушения их структур), что позволило частично (на ~3%) облегчить шихту, за счет удаления из глинистых включений молекул H2O, OH и CO2, а также несколько улучшить качество шихты, за счет кремнекислородных остатков термически деградированных глин.

За счет низкого содержания в исходной породе термически активных минералов, произошло удаление из их структур летучих составляющих, что обеспечило образцу малый процент потери веса до 3%. Такая доля, покинувшего систему вещества, не может негативно отразиться на стоимости произведенной продукции (базальтового стекла). Энергетическая затрата, связанная с выбросом в атмосферу такого содержания газовых составляющих примесей, ничтожна мала. Низкое содержание в габбро-амфиболите указанных включений, увеличивает экономическую привлекательность этой породы в качестве сырья в производстве базальтового стекла.

Центральный Казахстан

Базальтовый туф (образец К-17-15) в процессе термической обработки в режиме 1400°С (5', 50', 20') сформировался в плотную массу коричневого цвета (рис. 5). Внешняя часть ее поверхности, не касавшаяся при обжиге внутренней полости тигля, покрыта глазурью. Полученный продукт, как и прочие, произведенные нами базальтовые слитки, оказался прочным на излом и, наделенным высокой твердостью. Поскольку в состав испытываемого образца, кроме кремниевых минеральных образований (кварца, альбита и оленита), наполовину входят продукты гипергенного происхождения (хлорит, каолинит, мусковит и гетит), то для реализации плавления этой группы минералов требуется дополнительная энергия, затрачиваемая на разложение их структур. Она расходуется в пределах температур 40-950°С. При этом унесенная из системы, теплота не столь велика. Она эквивалентна количеству структурной воды (5,7%), выбросы которой осуществляют вторичные минералы в указанном диапазоне температур. Такая часть теплоты, в дополнение прочих вынужденных энергетических затрат, расходуется при плавлении представленного каменного материала. С технолого-экономической позиции, указанный расход компенсируется улучшением качества стекломассы, снижением температуры планируемой вязкости расплава. Этому способствуют кремнекислородные остатки разрушенных структур хлорита, каолинита, мусковита и оксидов железа.

Дацит (образец К-12-15), при нагревании в режиме 1400°С (5', 50', 30') преобразовался в плотную изотропную массу темно-оранжевого цвета. Верхняя поверхность полученного слитка покрыта глазурью. Твердость указанного продукта не уступает твердости природного образца (рис. 6).

Процесс формирования нового аморфного соединения берет начало еще на ранних стадиях прогревания дацитовой шихты. При температуре ниже 1000°С, термической деструкции подвергается лишь малая часть (13%) вторичных минералов – гидрослюд (6,9%), каолинита (3%), хлорита (3%) и мусковита (~1%), которые в процессе термической диссоциации уменьшаются в весе соответственно на 0,8%, 0,8%, 0,3% и 1,0% в связи с удалением из их структур адсорбционной и конституционной воды. Потеря веса нагреваемой шихты осуществлялась и за пределами 1000°С, где в диапазоне до 1400°С, она составила порядка ~2%, (преимущественно за счет сублимации расплавленного продукта). Общая потеря веса шихты составила 4% от ее массы. Термическая деградация кристаллических структур вторичных минералов, содержащих кремний, обогатила полученный продукт элементами, необходимыми для производства качественного волоконного полуфабриката.

Для проверки степени влияния верхнего предела температуры на качество кристаллизации расплавленного образования, также проводилось плавление шихты при температуре 1450°С, что на 50 градусов превышало температурный предел прежних испытаний. При всех прочих, оставшихся без изменения температурно-хронологических параметрах эксперимента, был получен материал, качество которого практически ничем не отличалось от предыдущего продукта. В связи с этим, в плане технолого-экономических норм производства базальтового стекла, выбор первого варианта термической обработки дацитовой породы следует считать наиболее правильным.



Рисунок 1 – Фотоиллюстрация продукта обжига базальта, сагская свита (O2-3sg) (а); схема высокотемпературного нагрева (б). Температурно-хронологические параметры обжига базальта (образец К-14-15-1) в условиях нагревания – 1400°С (5', 50', 30') – первое число означает верхний температурный предел температурного воздействия, цифры в скобках соответствуют времени ожидания опыта, динамическому нагреванию, этапу изотермического прокаливания образца. Время остывания показано на схеме



Рисунок 2 — Схема обжига базальта сагской свиты (O2-3sg), образец К-14-15-1. Температурно-хронологические параметры в условиях высокотемпературного нагревания — 1500°C (5', 100', 20')



Рисунок 4 – Фотоиллюстрация продукта обжига габбро-амфиболита, образец К-13-15. Температурно-хронологические параметры обжига в условиях высокотемпературного нагревания – 1400°С (5', 30', 20')



Рисунок 3 – Фотоиллюстрация продукта обжига базальта сагской свиты, образец К-14-15-2. Температурно-хронологические параметры обжига в условиях высокотемпературного нагревания – 1400°С (5', 50', 30')



Рисунок 5 – Фотоиллюстрация продукта обжига базальтового туфа, образец К-17-15. Температурно-хронологические параметры обжига в условиях высокотемпературного нагревания – 1400°С (5', 50', 30')



Рисунок 6 – Фотоиллюстрация продукта обжига дацита, образец К-12-15. Температурно-хронологические параметры обжига в условиях высокотемпературного нагревания – 1400°C (5', 50', 30')





Рисунок 7 – Фотоиллюстрация продукта обжига палеозойского габбро, образец К-3-15. Температурно-хронологические параметры обжига в условиях высокотемпературного нагревания – 1300°С (5', 40', 30')



Рисунок 8 – Фотоиллюстрация продукта обжига миндалекаменного, образец К-20-16-1

(a) и массивного, образец К-20-16-2 (б) базальтов коктасской свиты (D1-2kt); температурно-хронологические параметры обжига каменного материала в условиях высокотемпературного нагревания – 1400°С (5', 50', 30')



Рисунок 9 – Фотоиллюстрация продукта миндалекаменного, образец К-20-16-1

(a) и массивного, образец К-20-16-2 (б) базальтов коктасской свиты (D1-2kt); температурно-хронологические параметры обжига каменного материала в условиях высокотемпературного нагревания – 1450°С (5', 50', 30')

Результаты, полученных испытаний вполне приемлемы для внедрения их в практику производства стекловолоконной продукции. Расплавленный дацит также может быть использован для отливки технических тепло- и электроизоляционных изделий различного назначения.

Южный Казахстан

Габбро (образец К-3-15), состоящий преимущественно (90%) из тремолита и плагиоклаза, а также из вторичных минералов (~10%) (клинохлора, мусковита, кальцита и доломита) в условиях высокотемпературного обжига в режиме 1300°С (5', 40', 30') претерпел изменения, вызванные, прежде всего плавлением главного компонента испытываемой породы – кремнистого кристаллического образования. В пределах этих температур все названные глинистые и карбонатные включения в виде примесей полностью разлагаются, оставляя в шихте оксиды кремния, кальция и магния. Деструкция этих включений уменьшает массу образца на 3,2%. Тремолит в указанном диапазоне температур ведет себя исключительно, как термически инертное вещество, которое реагирует на тепло лишь в начале цикла нагревания, отдав две молекулы воды не достигнув 180°С. При достижении температуры печи дериватографа пределов 1000°С, исследуемая шихта принимает охристый оттенок и консолидируется в полуспекшийся агрегат (рис. 7).

Градиентный нагрев высокотемпературной печи до уровня в 1300°С приводит к постепенному плавлению шихты до состояния низкой вязкости. Дальнейшее понижение вязкости до степени, требуемого экспериментом, зависит от времени изотермического нагрева расплава. В свою очередь, для получения изотропной массы охлажденного продукта, требуется выверенный подбор режима охлаждения расплавленного вещества. В плане энергосбережения технологического процесса производства полуфабрикатов, используемых для приготовления волоконной продукции и для улучшения их качества, большое значение имеет выбор температурного режима плавления шихты и программирование скорости охлаждения расплавленного каменного субстрата.

Конечным продуктом обжига испытываемого образца при выполненном режиме нагревания явился плотный спеченный продукт коричнево-зеленого цвета. Твердое на излом полученное вещество, внешняя часть его поверхности, которая не соприкасалась с тиглем, покрыта слоем глазури. Температурно-хронологический режим испытания этой пробы, не вполне приемлем для получения слитков, пригодных в производстве стекловолоконной продукции. Технология обжига испытываемого габбро с целью получения из него сплава, пригодного для производства базальтового волокна находится на стадии доработки. Однако для приготовления строительных облицовочных изделий, черепиц, настенных и напольных покрытий, данный материал по многим параметрам (механической прочности, водонепроницаемости, устойчивости к сменам погодных условий, химической и пожарной безопасности) может быть использован в сооружении бытовых зданий и промышленных объектов. По перечисленным свойствам указанную продукцию также можно рекомендовать в производство тепло- и электроизоляционных материалов для выпуска из них электротехнических изделий используемых в различных отраслях промышленности.

Представленный нами природный материал, в качестве сырья для производства базальтовой стекломассы и предлагаемый способ получения из нее требуемого качества расплава могут быть использованы не только для производства волоконной продукции, но и для отливок из них жаропрочных тепло- и электроизоляционных изделий, устойчивых к различным химически агрессивным средам.

Миндалекаменный базальт (образец К-20-16-1) и массивный базальт (образец К-20-16-2). Продукты обжига этих пород были получены в условиях динамического нагревания печи в диапазоне 20-1400°С и до 1450°С в течение 50 минут, с последующей изотермической выдержкой этой температуры в течение 30 минут (рис. 8, 9). Качество расплава в обоих случаях достигло, той кондиции, при которой неполнокристаллический базальт полностью переходит в аморфное состояние. Подобное состояние достигается после полного плавления базальта. Смена внешнего облика порошковой шихты после обжига подтверждает факт плавления пробы в выбранном режиме нагревания. Цвет указанных слитков коричневый с желто-зеленым оттенком. На фоне данной расцветки проглядываются темные крапинки, изображающие веерообразные и игольчатые формы рисунка поверхности. Твердость указанных образований не уступает слитку из базальтового образца (К-14-15-2). При высокотемпературном обжиге рассматриваемых образцов базальта, их масса (в отдельности) уменьшилась на ~9% (6,3% в промежутке 20-800°С и 3% в пределах 880-1400°С). Первый этап потери веса вызван выбросом в атмосферу Н2О, ОН и СО2, в результате деструкции, входящих в состав породы, гидрослюды (5,9%), хлорита (13,1%), гетита (1,1%) и кальцита (6,8%) - образец К-20-16-1, а также - гидрослюды (5,0%), гетита (1,1%) и кальцита (7,4%) – образец К-20-16-2. Второй – высокотемпературный этап уменьшения массы испытываемого образца (на ~2,7%) обусловлен дегазацией поровых пространств базальта.

Полученные базальтовые слитки по своим физико-механическим свойствам вполне отвечают качеству расплава, которое требуется для производства волоконной продукции. Если учесть, что размеры производимой базальтовой нити (длина и диаметр волокна) не имеют особо жестких ограничений при изготовлении минеральной ваты, то предложенный каменный материал, вполне может быть использован в качестве промежуточного сырья (базальтовые слитки) для производства из них теплоизоляционной продукции (табл. 2).

Для производства базальтовых волокон с заданными характеристиками по прочности, химической и термической стойкости, определенными электроизолирующими свойствами, можно использовать базальтовые породы с требуемыми характеристиками по химическому составу и свойствам сырья (Персиков Э.С., 1984; Persikov, E.S., Bukhtiyarov, P.G. 2009). Анализ геологических данных показал, что во многих регионах Казахстана имеются залежи пород габбро-базальтовой группы, пригодных для производства минеральной ваты. Запасы сырья составляют десятки миллионов тонн.

Технологии произволства базальтовых волокон, особенно непрерывных волокон, достаточно новы, имеют ряд принципиальных особенностей, связанных с исходным сырьем. Особенностями базальтов является то, что основные энергозатраты по их подготовке к производству волокон, выполнены природой. Для каждого типа базальтов необходимы свои особые технологические режимы и параметры произволства волокон. Процессы плавления, гомогенизации и подготовки расплава происходят при высоких температурах 1400°С и связаны с определенными энергозатратами. Технологии переработки базальтовых волокон в материалы и изделия не связаны с высокотемпературными процессами и производятся с применением «холодных технологий». Таким образом, технологии производства базальтовой ваты являются по сути энергосберегающими и экологически чистыми. Проблемным вопросом современных технологий является эффективность работы плавильных агрегатов. По данным (Джигирис Д.Д.,

2002; Производство..., 2001], средний расход энергии при плавлении базальта в России составляет 15 МДж/кг. Для сравнения, в странах Европы эта величина менее 10 МДж/кг, в некоторых проспектах компании Rockwool указывается цифра мегаватт-час на тонну расплава или 3,6 МДж/кг. Исходя из этого, определяющим фактором при производстве минеральной ваты является расход энергии, который следует учитывать при оценке экономической эффективности производства.

Список литературы

- ГОСТ 4640-2011 «Вата минеральная. Технические условия». – М.: Стандартинформ, 2012. –13 с.
- Джигирис Д.Д. Основы производства базальтовых волокон и изделий из них. – М.: 2002. – 412 с.., Квитка В.В., Самуков А.Д и др.
- Исследование возможности использования пылевидных отходов переработки гранитных пород для производства минеральной ваты / А.В Бортников [и др.] // Технологическая платформа. «Твердые полезные ископаемые»: Технологические и экологические проблемы отработки природных и техногенных месторождений: П межд. научно-практ. конф. 2-4 декабря 2015 г.: сб. докл. Екатеринбург: ИГД УрО РАН, 2015. С. 26-32.
- Коробкин В.В., Саматов И.Б., Тулемисова Ж.С., Добровольская Е.А. Возможности и перспективы минерально-сырьевой базы Южного Казахстана для производства легких заполнителей бетонов // Геология, минерагения и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов Республики Казахстан: Материалы междунар. конф. Алматы, 2015. С. 556-569.
- Коробкин В.В., Саматов И.Б., Тулемисова Ж.С., Добровольская Е.А. Базальтовое сырье Казахстана, как источ-

ник получения минеральных волокон и ваты // Геология, минерагения и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов Республики Казахстан: Материалы междунар. конф. – Алматы, 2015. – С. 560-564.

- Коробкин В.В., Саматов И.Б., Слюсарев А.П., Тулемисова Ж.С. Минеральное сырье Казахстана, как основа для создания производства базальтовой минеральной ваты и волокон. «Вестник КРСУ», № 1, том 17, 2016, С. 132-137.
- Коробкин В.В., Саматов И.Б., Слюсарев А.П., Левин В.Л., Тулемисова Ж.С., Котельников П.Е. Основные (базальтовые) магматические породы Казахстана и перспективы использования их для производства минеральной ваты и волокон. Известия НАН РК, серия геол. № 1, (421), 2017... – С. 37-45.
- Кутолин В.А., Широких В.А. Петрозит: возможность возродить строительство крупнопанельного жилья // Проектирование и строительство в Сибири. – 2003. – № 4 (16). – С. 24-27.
- Кутолин В.А., Широких В.А. Минеральное сырье Сибири для производства базальтовой ваты и пеностекла // Доклады X Всероссийской научно-практической конференции. – Бийск, – 2010. – С. 17-
- Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. – 160 с.
- Производство теплоизоляционных материалов из горных пород в ОАО «Новосибирскэнерго» / М.Г. Потапова и др. // Строительные материалы . – 2001. – № 2. – С. 14-20.
- Persikov, E.S., Bukhtiyarov, P.G. (2009). Interrelated structural chemical model to predict and calculate viscosity of magmatic melts and water diffusion in a wide range of compositions and T- P parameters of the Earth's crust and upper mantle. Russian Geology & Geophysics, V. 50, No 12, 1079-1090.

ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ КАЛБА-НАРЫМСКОГО БАТОЛИТА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Котлер П.Д.^{1,2}, Хромых С.В.^{1,2}, Владимиров А.Г.^{1,2}, Крук Н.Н.¹

¹Институт геологии и минералогии (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия ²Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, Россия

Данная работа направлена на изучение Калба-Нарымского гранитоидного батолита (Восточный Казахстан) - одного из крупнейших батолитов Центральной Азии. В ходе проведённых исследований были получены новые данные о составе и возрасте гранитоидоного магматизма Калба-Нарымского батолита. Впервые собрана база данных и проведено детальное U-Pb изотопное датирование современными прецезионными методами (LA-ICP-MS, SHRIMP-II). Проведены комплексные исследования Nd, Sr, 0 изотопных характеристик гранитоидов батолита. Полученные данные свидетельствуют, что формирование Калба-Нарымского батолита происходило в раннепермское время, а общая длительность гранитоидного магматизма составляет 20 млн лет. Обосновано двухэтапное формирование Калба-Нарымского батолита, где первый этап представлен пороодами гранодиорит-гранитной ассоциации (296-286 млн лет), а второй - лейкогранитами (286-276 млн лет). Получена детальная характеристика и доказано формирование гранитоидов батолита из двух самостоятельных расплавов. Проведена петрогеохимическая типизация субстратов – осадочных толщ и метабазитов Калба-Нарымской зоны. На основе петрогенетического моделирования обоснован вклад метапелитовых и метабазитовых источников в формирование гранодиорит-гранитов, а также участие ювенильного флюида при формировании лейкогранитов.

This work aims at studying of the Kalba-Narym granite batholith (Eastern Kazakhstan) - one of the largest batholith in Central Asia. In this studies, new data on the composition and age of the granitoid magmatism of the Kalba-Narym batholith were obtained. Detailed U-Pb isotope dating by modern precision methods (LA-ICP-MS, SHRIMP-II) was carried out. Complex investigations of Nd, Sr, and O isotopic characteristics of batholith granitoids were carried out. The obtained data show that the formation of the Kalba-Narym batholith occurred in the Early Permian time, and the total duration of granitoid magmatism is about 20 million years. Two-stage formation (296-286 Ma), and the second stage - by leucogranites (286-276 Ma). A detailed characteristic is obtained and the determination of batholith granitoids from two independent melts is proved. Petrogeochemical typing of substrates - sedimentary strata and metabasites of the Kalba-Narym zone was carried out. Based on the petrogenetic modeling of the valid contributions of metapelitic and metabasitic sources in the formation of juvenile fluid in the formation of leucogranites.

Полученные данные свидетельствуют, что формирование Калба-Нарымского батолита происходило в раннепермское время, а общая длительность гранитоидного магматизма составляет 20 млн лет. Обосновано двухэтапное формирование Калба-Нарымского батолита, где первый этап представлен пороодами гранодиорит-гранитной ассоциации (296-286 млн лет), а второй - лейкогранитами (286-276 млн лет). Получена детальная характеристика и доказано формирование гранитоидов батолита из двух самостоятельных расплавов. Проведена петрогеохимическая типизация субстратов – осадочных толщ и метабазитов Калба-Нарымской зоны. На основе петрогенетического моделирования обоснован вклад метапелитовых и метабазитовых источников в формирование гранодиорит-гранитов, а также участие ювенильного флюида при формировании лейкогранитов.

Калба-Нарымский гранитоидный батолит, расположенный на территории Восточного Казахстана, представляет собой один из крупнейших интрузивов на территории Центрально-Азиатского складчатого пояса. Батолит является важнейшей частью Алтайской коллизионной системы, сформированной в позднем палеозое при коллизии Сибирского и Казахстанского континентов (Владимиров и др., 2003). Породы батолита прорывают отложения Калба-Нарымской зоны, которая представляет собой преддуговой турбидитовый прогиб, вытянутый в северо-западном направлении более чем на 800 км при ширине 20-50 км, выполненный черносланцевыми отложениями девон-каменноугольного возраста. На юго-западе данная зона отделяется Теректинским разломом от Западно-Калбинской (Чарской) палеоокеанической зоны. Северо-восточной границей Калба-Нарымской зоны является Иртышская сдвиговая зона - крупное трансрегиональное тектоническое нарушение с выраженной левосторонней сдвиговой кинематикой, оперяющие разломы которого, контролировали магмаподводящие каналы

при формировании Калба-Нарымского батолита (Дьячков и др., 1994; Щерба и др., 1998).

Гранитоиды Калба-Нарымской зоны образуют один из крупнейших батолитов в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Систематические геологические исследования Калба-Нарымского батолита велись вплоть до конца 80-х годов прошлого века в связи с разработкой редкометалльных месторождений (Li-Rb-Cs, Ta-Nb, Sn-W, Au). Результатом явилось создание нескольких детальных схем корреляции магматизма (Лопатников и др., 1982; Дьячков и др., 1994; Щерба и др., 1998; Навозов и др., 2011). Актуальность данной работы определяется необходимостью решения вопросов расчленения, возраста и петрогенезиса гранитоидов Калба-Нарымского батолита с привлечением современных прецизионных изотопно-геохронологических и геохимических методик, а также необходимостью уточнения геодинамических условий их образования с учётом новых геологических и геохронологических данных полученных в последние годы по комплексам западной части ЦАСП (Владимиров и др., 2008; 2009; Xiao et al., 2010; Ernst et al., 2014; и др.). В настоящей работе будут рассмотрены гранитоидные комплексы, слагающие наибольший объем на современном эрозионном срезе и относимые собственно к Калба-Нарымскому батолиту, с учётом авторских геологических наблюдений, минералого-петрографических, петрологических и геохронологических исследований. В основу исследований гранитоидных комплексов положена схема магматизма Калба-Нарымской зоны, предложенная в (Навозов и др., 2011), так как данная схема использовалась при проведении крупномасштабного картирования Восточно-Казахстанской области в рамках программы ГДП-200. Исследования не включают работы по составу и строению каменноугольных интрузивов базитового состава (жанатайский-карабирюкский комплекс), гранодиорит-гранитов калгутинского комплекса, плагиогранитоидов кунушского комплекса и даек пестрого состава миролюбовского комплекса. Также в данной работе не рассматривались редкометалльные гранитные пегматиты, связанные с калбинским комплексом.

Сопоставление результатов U-Pb изотопного датирования гранитоидов Калба-Нарымского батолита приведено на рисунке 1 и позволяет утверждать, что формирование пород, рассматриваемых в составе калбинского и каиндинского комплексов, происходило синхронно в интервале 296-286 млн лет, тогда как породы монастырского комплекса имеют более молодой возраст 286-276 млн лет. Таким образом, формирование Калба-Нарымского батолита произошло в раннепермское время, общая длительность гранитоидного магматизма составляет 20 млн лет. Выделяется два этапа формирования батолита. К первому этапу (296-286 млн. лет) относится образование основного объема гранитоидов (калбинский и каиндинский комплексы). Со вторым этапом (284-276 млн. лет) связано внедрение крупных массивов в северо-западной части батолита (монастырский комплекс).

Полученные данные по гранитоидному магматизму батолита позволяют провести детальное сравнение вещественного и изотопного составов слагающих его комплексов. Различия в вещественном составе и вариации составов для рассматриваемых гранитоидных комплексов представлены на диаграммах Харкера (рис. 2). На всех представленных диаграммах породы калбинского и каиндинского комплексов занимают одни и те же поля составов и образуют единые тренды эволюции составов. Для гранитоидов калбинского и каиндинского комплексов характерны вариации составов от гранодиоритов до лейкогранитов и отрицательная корреляция содержания всех элементов (кроме К₂О), и SiO₂. Для пород монастырского комплекса характерны узкий диапазон SiO₂(73-76 мас.%), низкие содержания TiO₂, CaO, MgO, P₂O₅, а также относительно высокие значения *∑*FeO. Отличия монастырского комплекса от остальных наиболее ярко проявлены в редкоэлементном составе, где для лейкогранитов характерна тенденция по увеличению HFSE и REE. Кроме того, для пород монастырского комплекса установлены более высокие содержания F (среднее по 8 анализам для каждого комплекса в мас.%: калбинский- 0,05, каиндинский-0,05, монастырский- 0,11), Li (среднее по 8 анализам для каждого комплекса в г/т: калбинский- 62, каиндинский-68, монастырский- 149). Сопоставление вещественного состава гранитоидов позволяет выделить в составе Калба-Нарымского батолита две ассоциации: 1) гранодиорит-гранитную, представленную породами калбинского и каиндинского комплексов, 2) лейкогранитную, представленную породами монастырского комплекса.

Дополнительные данные для сопоставления были получены при исследовании составов биотитов (табл. 1). Биотиты калбинского и каиндинского комплексов (гранодиорит-гранитная ассоциация) имеют схожие составы, тогда как для биотитов монастырского комплекса (лейкогранитная ассоциация) характерны более высокие содержания Fe_{tot}, Mn, Rb, Cs, Ta, Nb, Zr, Hf, Be, а также Li, F, B и пониженные значения Mg, Ti, Na, Ba. Составы биотитов гранодиорит-гранитной ассоциации соответствуют железистым биотитам, а лейкогранитов - сидерофилитам.

Породы калбинского и каиндинского комплекса также имеют близкий изотопный состав неодима, который варыирует в интервале $\epsilon Nd(t)=+0.8 - +3.3$, и стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr(T) = 0,7036-0,7059$). Для пород монастырского комплекса характерны более высокие значения $\epsilon Nd(T)=+3.5 - +5.3$ и пониженные $^{87}Sr/^{86}Sr$ (t=283 млн лет) = 0,7010-0,7026 (рис. 3). Петролого-геохимическое моделирование проводилось по следующему алгоритму: 1) определение Р-Т-параметров выплавления гранитоидов; 2) анализ потенциальных протолитов для выплавления; 3) масс-балансовый пересчёт петрогенных компонентов гранитоидов на основе результатов экспериментальных работ 4) расчёт редкоэлементного состава модельных расплавов; 5) сравнение модельных выплавок с реальными составами гранитоидов Калба-Нарымского батолита.

Для определения условий моделирования выбраны по 15 проб гранитоидов из гранодиорит-гранитной и лейкогранитной ассоциаций, наиболее близких к среднему составу гранита для данной группы. В выборке представлены только породы первых фаз внедрения, как гранитоиды претерпевшие в наименьшей степени процессы дифференциации.

Оценка температуры плавления проводилась по насыщению цирконием (Watson, Harrison, 1983; Boehenke et al., 2013). Рассчитанная температура для пород гранодиорит-гранитной ассоциации колеблется в интервале 779-834 °C, при среднем значении 808 °C. Для лейкогранитов получены схожие данные: 798-843 °C, при среднем значении 812 °C. Полученные температуры, следует рассматривать как минималные оценки ликвидусной температуры.

Оценка давления проводилась на основе данных по распределению тяжелых редкоземельных элементов (HREE). Согласно данным (Veilzeuf, Montel, 1994) при давлениях >5 кбар в результате плавления, в качестве реститовой фазы образуется гранат, что приводит к обеднению полученных выплавок в HREE. При давлениях <5 кбар, вместо граната образуется кордиерит, концентрации HREE в котором значительно ниже, чем в гранате. Численно степень обеднённости расплава HREE выражается в значении Gd₂/Lu₂. Для пород гранодиорит-гранитной ассоциации значение Gd_"/Lu_" варьирует в интервале 1,63-4,33 при среднем значении 2,41, тогда как для лейкогранитов - 1,28-2,88 при среднем - 1,85, что подразумевает меньшее количество реститового граната при выплавлении лейкогранитов. Полученные данные позволяют принять, что давление формирования пород гранодиорит-гранитной серии выше 5 кбар, а для лейкогранитов - \leq 5 кбар.

Для определения потенциальных протолитов для выплавления гранитоидов были изучены породы всех осадочных свит зоны и метабазитовых пород Калба-Нарымской, а также рассмотрены составы метаморфических пород сопряженной Иртышской зоны смятия из работ (Плотников и др., 2003).

Петрология пород гранодиорит-гранитной ассоциации. Сопоставление данных по вещественному и изотопному составу пород гранодиорит-гранитной ассоциации и пород Калба-Нарымской зоны показывает, что в формировании этих гранитоидов участвовали как метаосадочные породы зоны, так и породы метабазитового основания. Об этом свидетельствуют: 1) промежуточные между метаосадками и метабазитами изотопные характеристики гранитоидов (Nd и Sr) (см. рис. 3); 2) зависимость между изотопными характеристиками гранитоидов и их вещественным составом: для гранитов с большим содержанием «мафических» компонентов (CaO, MgO, Fe₂O₂, TiO₂) характерны более высокие значения єNd(T) и пониженные ⁸⁷Sr/86Sr; 3) согласно данным (Sylvester, 1998), по реконструкции протолитов для высокоглиноземистых гранитоидов, породы гранодиорит-гранитной ассоциации располагаются вдоль линии смешения выплавок из метапелитовых и метабазитовых субстратов; 4) наличие синхронных (300-292 млн лет) дайковых поясов и массивов плагиогранитного состава является дополнительным свидетельством вовлечения в процессы плавления метабазитовых пород основания зоны (Куйбида и др., 2009; Хромых и др., 2016).



Рис. 1. Сопоставление данных U-Pb изотопного датирования гранитоидов Калба-Нарымского батолита.



Рис. 2. Сопоставление вещественного состава гранитоидных комплексов Калба-Нарымского батолита. Условные обозначения: 1- калбинский комплекс, 2- монастырский комплекс, 3- каиндинский комплекс

Комплекс	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FcO	MnO	MgO	K20	Li ₂ O	F	CI	B
Калбинский (n=36)	35.80 34.83-36.51	<u>3.52</u> 3.35-3.83	17.02 15.02-19.34	23.26 21.15-29.05	0.33-0.46	<u>6.86</u> 3.95-9.56	<u>9.59</u> 9.51-9.65	0.09-0.65	0.49-0.81	0.03 0.02-0.06	0.23-1.21
Канидинский (n=36)	36.28 35.85-36.63	<u>3.71</u> 3.11-4.13	17.14 16.09-18.18	22.28 21.00-23.03	0.39 0.31-0.48	7.13-8.01	9.56-9.78	0.17-0.22	0.63-0.83	0.02 0.02-0.03	<u>1.01</u> 0.5-1.67
Монастырский (в=105)	35.57 34.79-36.54	2.99 2.31-3.51	18.54 15.7-20.27	26.7 22.98-31.59	0.54 0.32-0.76	2.84 0.81-4.15	<u>9.5</u> 8.92-10.33	0.55 0.27-0.83	<u>1.21</u> 0.92-1.63	0.05 0.01-0.11	1.64 0.99-2.82

Комплекс	Ta	Nb	Hf	Zr	Be	Th	U	La	Ce	Pr	Nd	Lu
Калбинский (n=36)	23.26 21.15-29.05	0.39 0.33-0.46	0.07-0.31	/ <u>0.86</u> 0.61-1.1	0.25-1.14	<u>0.02</u> 0-0.04	0.04 0.03-0.05	0.73 0,1-1,7	0.05-2,07	<u>0.15</u> 0.02-0.47	<u>0.62</u> 0.07-1.99	0.01-0.03
Капидинский (n=36)	22.28 21.00-23.03	0.39 0.31-0.48	0.18 0.08-0.37	<u>1.12</u> 0.49-1.89	0.86 0.4-1.44	0.03 0-0.07	0.02-0.3	0.37 0.1-0.84	0.07-0.37	0.02-0.19	0.19-0.95	0.03 0.01-0.04
Монастырский (n=105)	26.7 22.98-31.59	0.32-0.76	0.38 0.1-1.58	<u>2.09</u> 0.78-3.89	<u>2.99</u> 1.8-4.55	<u>0.24</u> 0.01-1.92	0.03-1.86	<u>0.99</u> 0.06-5.83	<u>1.42</u> 0.14-8.09	0.03-1.22	<u>1.32</u> 0.11-5.53	0.05 0.01-0.2

Табл. 1. Сопоставление биотитов гранитоидов различных комплексов Калба-Нарымского батолита. В числителе приведено средние, содержания элемента, в знаменателе - максимальное и минимальное значения по комплексу. n - количество определений.



Рис. 3. Сравнение Sm-Nd и Rb-Sr изотопных характеристик пород Калба-Нарымской зоны : 1- калбинский комплекс. 2- монастырский комплекс. 3- каиндинский комплекс.



Рис. 4. Сопоставление пород гранодиорит-гранитной ассоциации Калба-Нарымского батолита и экспериментальных выплавок из метаосадочных и метабазитовых пород. Пунктирная линия - примерный тренд смешения расплавов, сплошная - тренд изменения состава выплавки при изменении степени плавления. 1- выплавки из метаосадочных пород; 2- выплавки из метабазитовых пород; 3- породы гранодирит-гранитной ассоциации. Все содержания приведены в мас. %.

Для определения реститовых парагенезисов и расчёта состава выплавок, проведено сравнение состава потенциальных протолитов со стартовыми породами из экспериментальных работ по плавлению (65 экспериментальных составов). Для расчётов были отобраны составы протолитов из экспериментальных работ, соответствующие по составу породам Калба-Нарымской зоны. Для расчёта состава выплавок из метабазитовых пород взяты данные по плавлению MORB (Lopes, Castro, 2001) при давлении в 6 кбар и температурах 900-950 °С. Вследствие широких вариаций составов метаосадочных пород Калба-Нарымской зоны для сравнения были взяты результаты экспериментов из ряда работ по плавлению метапелитов при давлениях 5-8 кбар и температурах 800-900 °С (Patino Douce, Beard, 1995; Patino Douce, Harris, 1998; Castro et al., 1999). Составы выплавок из метабазитового субстрата, полученные в результате масс-балансового расчёта, отвечают по составу тоналиту и плагиограниту с высокими содержаниями CaO, MgO, Fe₂O₃, TiO₂ и низким K₂O. Плавление метапелитовых пород схожих по составу с метаосадками Калба-Нарымской зоны приводит к формированию лейкогранитного расплава (SiO₂>72 мас.%) с высокими содержаниями K₂O.

Сопоставление экспериментальных выплавок с составами гранодиорит-гранитов Калба-Нарымской зоны представлено на рисунке 4. На всех графиках составы гранитоидов Калба-Нарымского батолита располагаются на линии смешения выплавок из метабазитовых и метапелитовых субстратов. Таким образом, первый этап формирования Калба-Нарымского батолита представлен породами гранодиорит-гранитной ассоциации, для которой характерны широкие вариации составов (SiO₂=63-73, MgO=0.16-1.87, Fe₂O₃=1.25-6.68, CaO=0.64-3.15 мас.%), слабоположительные значения ε Nd(t)=+0,8 - +3,3, и вариации изотопного состава стронция в интервале 87 Sг/ 86 Sr(T) = 0,7036-0,7059. Образование данных магм произошло в результате плавления осадочно-метаморфических субстратов Калба-Нарымской зоны с участием выплавок из метабазитовых пород.

Петрология пород лейкогранитной ассоциации. Наиболее вероятным протолитом для пород лейкогранитной ассоциации являются метапелитовые породы. О том, что высокоглиноземистые лейкограниты представляют собой результат «чистого» плавления метаосадочных пород свидетельствует обобщение экспериментальных данных (Patino Douce, 1999; Gao et al., 2016). На диаграммах, отражающих зависимость петрохимического и редкоэлементного состава гранитоидов от природы их протолитов (Sylvester, 1998), составы лейкогранитов ложатся в поле плавления метапелитовых пород (источник богатый глинистым материалом), что также свидетельствует в пользу метаосадочных пород, как потенциального протолита.

Сравнение составов лейкогранитов и выплавок полученных в результате экспериментального плавления метапелитовых пород, соответствующих по составу метаосадкам Калба-Нарымской зоны, представлено на рисунке 5. Для сравнения исползованы данные из работ (Vielzeuf, Montel, 1994; Patino Douce, Beard, 1995; Castro et al., 1999; Koester et al., 2002) по плавлению метапелитовых субстратов при давлениях 3-5 кбар и температурах 800-880 °С. Из сравнения видно, что плавление метапелитовых пород приводит к формированию высокоглиноземистого, высококалиевого лейкогранитного расплава, соответствующего рассматриваемым гранитоидам. Наиболее вероятным механизмом получения лейкогранитов железистого состава, которым соответствуют породы Калба-Нарымской зоны, является плавление метаосадков в присутствии бора, что, согласно данным (Patino Douce, Harris, 1998; Spicer, 2001), приведёт к уменьшению коэффициента распределения Fe₃O₃ для реститового биотита и увеличению содержания железа в расплаве. Об участии бора при процессах плавления свидетельствуют его повышенные концентрации в биотитах лейкогранитной ассоциации, а также прямая корреляция содержаний бора и железа в биотитах.



Рис. 5. Сопоставление пород лейкогранитной ассоциации Калба-Нарымского батолита и экспериментальных выплавок из метаосадочных пород, полученных в различных работах по экспериментальному плавлению. 1- породы лейкогранитной ассоциации; 2- составы из работ по экспериментальному плавлению.



Рис. 6. Сравнение расчётных редкоэлементных составов с редкоэлементным составом пород лейкогранитной ассоциации Калба-Нарымского батолита. Нормирование проводилось на средний состав лейкогранита Калба-Нарымского батолита; голубой полигон - поля составов лейкогранитов. В процентах указана степень плавления субстратов в соответствии с экспериментальной работой. Условные обозначения: 1- на основе данных [Koester et al., 2002] при 700 °C; 2- на основе данных [Vielzeuf. Montel, 1997] при 809 °C; 3- на основе данных [Koester et al., 2002] при 800 °C.

Реконструкция редкоэлементного состава гранитоидов проводилась по модели парциального плавления (Shaw, 1970) для 17 элементов (Rb, Cs, Sr, Ba, Y, Nb, Ta, Th, U, La, Ce, Nd, Sm, Tb, Dy, Yb, Lu), составы реститовых парагенезисов взяты из работ (Vielzeuf, Montel, 1997; Koester et al., 2002), коэффициенты распределения минерал-расплав взяты из работ (Nash, Crecraft, 1985; Bea et al., 1994). Расчеты проводились для трёх степеней плавления: 8%, 15%, 32%. Результаты расчётов приведены на рисунке 6. Согласно представленным данным, даже при отсутствии акцессорных минералов в качестве реститовых фаз, при любых степенях плавления, концентрации HFSE и REE в выплавках из метапелитовых пород не достигают минимальных содержаний в лейкогранитах Калба-Нарымской зоны, что может свидетельствовать о дополнительном привносе этих элементов. Наиболее вероятным механизмом транспортировки HFSE и REE является ювенильный флюид, обогащённый фтором, который может переносить эти элементы в виде фторидных соединений (Keppler, 1993; Абрамов, 2004; Aseri et al., 2014). В пользу данной модели свидетельствуют повышенные концентрации фтора в лейкогранитах, а также положительная корреляция между содержаниями фтора и REE. Наиболее вероятным источником флюида с высокими содержаниями F, Li, HFSE, REE является магматический очаг, подстилающий породы Калба-Нарымской зоны, продуктами которого на современном эрозионном срезе являются породы дайковых поясов лампрофирового состава. Об этом также свидетельствуют близкие значения єNd(T) в породах лейкогранитной ассоциации и в лампрофирах: +4,3-5,2 для гранитоидов и +6,1 для лампрофиров. Таким образом, на втором этапе формирования Калба-Нарымского батолита происходило внедрение пород лейкогранитной ассоциации, для которой характерны высокие значения SiO₂=73-77 мас.%, железистый состав и относительное обогащение высокозарядными (Hf, Ta, Nb, Zr, Y), редкоземельными (кроме Eu), а также Li, F, B. Породы лейкогранитной ассоциации отличаются высокими значениями єNd(T)=+3,5 - +5,3 и низкими значениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Т) = 0,7010-0,7026. Особенности их геологической позиции, вещественного состава предполагают самостоятельный этап магмообразования при плавлении метаосадочных субстратов Калба-Нарымской зоны в присутствии флюида.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-35-00209 мол_а) и Министерства науки и образования РФ (грант 5.1688.2017/ПЧ).

Список литературы

- Абрамов С.С. Образование высокофтористых магм путем фильтрации флюида через кислые магмы: петрологические и геохимические свидетельства метамагматизма // Петрология. 2004. Т. 12. № 1. С. 22–45.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н. и др. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 12. – С. 1321–1338.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика.- 2008. - Т. 49. - № 7. - С. 621-636.
- Дьячков Б. А., Майорова Н. П., Щерба Г. Н. и др. Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса (Рудный Алтай). Алматы, 1994. 208 с.
- Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Владимиров А.Г. и др. U-Pb-изотопный возраст, состав и источники плагиогранитов Калбинского хребта (Восточный Казахстан) // Докл. РАН. - 2009. - Т. 424. - № 1. - С. 84-88.
- Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В. и др. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М.: Наука, 1982.
- Навозов О.В., Соляник В.П., Клепиков Н.А. и др. Нерешенные вопросы пространственной и генетической связи некоторых видов полезных ископаемых с интрузиями Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зон Большого Алтая // Геология и охрана недр. Алматы, 2011. №2, С. 32-40.
- Плотников А.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г. и др. Sm-Nd-изотопная систематика метаморфических пород западной части Алтае-Саянской складчатой области // ДАН, 2003, т. 388, № 2, с. 228—232

- Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д. и др. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 983-1004.
- Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И. и др., Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 1. Геологическое строение // Алматы: Гылым, 1998. -304с.
- Aseri A.A., Linnen R.L., Xu D.Ch. et al. Effects of fluorine on the solubilities of Nb, Ta, Zr and Hf minerals in highly fluxed water-saturated haplogranitic melts // Ore Geology Reviews. 2015. v. 64. p. 736-746.
- Bea, F., Pereira, M.D. and Stroh, A. (1994). Mineral/ leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). Chemical Geology 117: 291-312.
- Castro A., Patino Douce A.E., Corretge L.G. et al. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1999. v. 135. p. 255-276.
- 14. Ernst R.E. Large Igneous Provinces // Cambridge University Press, 2014, 666 p.
- Gao Peng, Yong–Fei Zheng, Zi–Fu Zhao., Experimental melts from crustal rocks: A lithochemical constraint on granite petrogenesis // Lithos - №266 – 2016 - 133–157 pp.
- Keppler H. Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1993. v. 114. p. 479-488.
- Koester E., Pawley A.R., Fernandes L.A.D., et al. Experimental Melting of Cordierite Gneiss and the Petrogenesis of Syntranscurrent Peraluminous Granites in Southern Brazil // Journal of Petrology. 2002. v. 43. N 8. p.

1595–1616.

- Lopez S., Castro A. Determination of the fluid–absent solidus and supersolidus phase relationships of MORBderived amphibolites in the range 4–14 kbar // American Mineralogist. 2001. v. 86. N 11-12. p. 1396-1403
- Nash, W.P. and Crecraft, H.R. (1985). Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. Geochimica et Cosmochimica Acta 49: 2,309-2,322.
- Patino Douce A.E., Beard J.S. Dehydration-melting of Biotite Gneiss and Quartz Amphibolite from 3 to 15 kbar // Journal of Petrology. 1995. N 3. p. 707-738.
- Patino Douce A.E., Harris N. Experimental Constraints on Himalayan Anatexis // Journal of Petrology. 1998. v. 39. N 4. p. 689-710.
- Patino Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? // Geological Society, London. 1999. v.168. p 55-75
- Shaw D.M. Trace elemeny fractionation during anataxis // Geochemical Cosmochemical Acta. 1970. V. 34 - P. 237-243
- Spicer, E.M., Stevens, G., Buick, I.S., 2004. The lowpressure partial-melting behavior of natural boron-bearing metapelites from the Mt. Stafford area, central Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology 148, 160–179.
- Vielzeuf D., Montel J.M. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1994. v. 117. p. 375-393
- Xiao W., Huang B., Han C., et al. A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens // Gondwana Research. V. 18. 2010. P. 253–273

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕДНЕ-ВЕРХНЕДЕВОНСКОГО ВУЛКАНИЗМА КОЛЫВАНЬ-ТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ И САЛАИРА

КотляровА.В.¹, Ветров Е.В. ^{1,2}

¹Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, ²Новосибирск, Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья

PETROCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE MIDDLE-UPPER DEVONIAN VOLCANISM OF THE KOLYVAN TOMSK FOLDED SALAIR

Kotlyarov A.V.¹, Vetrov E.V.^{1,2}

¹V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk ²Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk,

Middle-Upper Devonian volcanics are widespread at the northwest of the Altai-Sayan folded area. These rocks are participate in the Kolyvan-Tomsk folded zone and Gorlovo basin and lie at the base of the Devonian-Carboniferous sedimentary cover of the western part of Salair block.

In the Kolyvan-Tomsk folded zone, the volcanic-sedimentary rocks of the Bugotak, Mitrofanovo and Toguchin Formations form the Middle Upper Devonian Bugotak Complex. Upper Devonian effusive rocks form the Ukrop complex in the Gorlovo Basin. The volcanic rocks of the Safonovo and Sobolev Formations of the western Salair are considered as Middle Devonian Safonovo volcanic complex.

The rocks of the Safonovo complex are mainly represented by basalts and andesite-basalts, with a normal content of alkalis. These rocks are related to the tholeiitic petrochemical series.

The petrochemical composition of the Bugotak and Ukrop complexes is very similar. For the Bugotak and Ukrop complexes sub-alkaline composition is typical, but some of the rocks has normal alkalies content as well. These complexes included two isolated groups of rocks, acidic and basic composition. The rocks with normal alkalies content are related to the the tholeiitic and calc-alkaline series. Thus, tectonic setting of the volcanic activity changed between Middle and Late Devonian time.

Средне-верхнедевонские вулканические образования широко распространены на северо-западе Алтае-Саянской складчатой области. Они принимают участие в строении наиболее древних стратифицированных отложении Колывань-Томской складчатой зоны (КТСЗ) и Горловского прогиба и залегают в основании девон-карбонового осадочного чехла западной части Салаира (Матвеевская, 1969, Сотников и др., 1999).

В Колывань-Томской складчатой зоне вулканогенно-осадочные породы буготакской, митрофановской и тогучинской свит выделяются в среднедевонский буготакско-тогучинский комплекс, в Горловском погибе верхнедевонские эффузивные породы образуют укропский комплекс. Вулканические породы сафоновской и соболевской свит западного Салаира рассматриваются в рамках среднедевонского сафоновского вулканического комплекса. Обособление структурно-формационных зон с их породным и структурным своеобразием: формирование покровной структуры КТСЗ, прогибание Горловского форландового бассейна и сохранение слабо деформированного девон-карбонового осадочного чехла на удалении от края каледонского континентального основания, произошло в результате карбон-пермских коллизионных событий. Сопоставление осадочных разрезов указывает на то, что на месте названных зон существовала единая континентальная окраина.

Полученные в последние годы палеонтологические данные (Бабин и др., 2015, Язиков и др., 2013, 2015) и результаты U/Pb датирования циркона из субвулканических плагиориолитов буготакского комплекса, а также детритовых цирконов из вулканомиктовых отложений Митрофановского поднятия (Жимулев и др., 2017), позволяют предполагать, что вулканическая активность в регионе охватывает живетский и франский ярусы и включает серию кратковременных событий.

Учитывая пространственно-временную близость образований сафоновского, буготакского и укропского вулканических комплексов, представляется возможным совместное рассмотрение общих петрохимических особенностей средне- верхнедевонского вулканизма на основе опубликованных данных (Кунгурцев и др., 1998, Сотников и др., 1999, Бабин и др., 2015) и имеющейся оригинальной информации.

Для систематики всей совокупности пород и выделения магматических серий использовался последовательный набор петрохимических параметров, для этого были использованы диаграммы (Na₂O+K₂O) – SiO₂, TiO₂ – FeO/MgO, AFM и TiO₂ – K₂O. В основу положены данные о классификации магматических пород, рассмотренные в работах (Петрографический кодекс России., 2009; Интерпретация геохимических данных, 2001; Miyshiro, Shido, 1974; Rollinson, 1994, Herbert, 1979).

Исследования показали, что на диаграмме (Na₂O+K₂O) – SiO₂ основная часть точек составов сафоновского комплекса западного Салаира приурочена к области пород с нормальной щелочностью и располагается, главным образом, в поле базальтов и андезибазальтов. Вулканические и субвулканические породы буготакского и укропского комплексов расположены вдоль разграничительной линии для пород нормальной и умеренной щелочности. По содержанию кремнезема составы пород буготакского и укропского комплексов подразделяются на две обособленные группы: одна из них приурочена к основным и средне-основным разностям, для другой группы характерны кислые составы (рис. 1А).



Рис. 1. Составы пород средне-верхнедевонских вулканических комплексов Колывань-Томской складчатой зоны и Салаира. Поля: NMORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов; BABB – базальты задуговых бассейнов Вудларк, Марианский, Лау (Тихий океан); OIB – базальты внутриплитных океанических островов; базальты толеитовых (IATB) и известково-щелочных (IACAB) островных дуг; Troodos – плагиограниты офиолитов Троодоса, Кипр. Обобщенные тренды офиолитов: MORB - в океанических обстановках; IAB – в островодужных (развитые дуги) обстановках. Рис. 1В построен с использованием материалов из работ (Шараськин, 1992; Симонов, 1993; Симонов и др., 1999а,в; Pantazis, 1980; Dril et al., 1997). Рис. 1Г построен на основе материалов из работ (Симонов и др., 1999а; Добрецов и др., 2005; Dril et al., 1997).

На AFM диаграмме большая часть данных по субвулканическим и вулканическим породам сафоновского комплекса относится к толеитовой петрохимической серии. Точки составов вулканических пород буготакского и укропского комплексов располагаются вдоль границы толеитовой и известково-щелочной серии и в целом показывают эволюцию от основных к кислым разновидностям пород (рис. 1Б).

Среди пород нормальной щелочности на диаграмме FeO*/ MgO – SiO₂ (критерий А. Миаширо) большая часть составов пород сафоновского комплекса нормальной щелочности располагается в поле толеитовой серии. Породы нормальной щелочности буготакского и укропского комплексов приурочены к границе толеитовой и известково-щелочной серий.

По соотношению TiO₂ – FeO*/MgO базальты и андезибазальты сафоновского комплекса располагаются на островодужном тренде, часть составов этих пород попадает в поле базальтов задуговых бассейнов и находятся между океаническим и островодужным трендами, совпадая с данными по вулканитам основного и среднего состава буготакского и укропского комплексов. В то же время кислые разновидности этих комплексов образуют компактные группы, с относительно высоким (1.51-1.66 мас.%) для буготакского комплекса и низким (0,39-0,91 мас.%) для укропского комплекса содержанием титана (рис. 1В).

На диаграмме TiO₂ - K₂O породы основного и средне-основного состава рассматриваемых комплексов имеют широкие вариации титана и калия, располагаясь в полях нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (NMORB), базальтов задуговых бассейнов (BABB) и базальтов островных дуг (IATB, IACAB). Составы вулканитов сафоновского комплекса находятся в полях базальтов толеитовых островных дуг (IATB), задуговых бассейнов (BAAB) и пород срединно-океанических хребтов типа N-MORB. Прослеживается тренд изменения петрохимических характеристик с падением калия и ростом титана и последовательной сменой указанных типов пород. Для буготакского комплекса большая часть составов пород располагается в поле базальтов задуговых бассейнов (ВАВВ). Точки составов укропского комплекса приурочены к границе толеитовых (IATB) и известково-щелочных (IACAB) островодужных базальтов и переходят в поле базальтов задуговых бассейнов (ВААВ) (рис. 1Г).

Природа рассмотренных вулканических комплексов является предметом дискуссий длительное время. В последние годы, при картировочных работах Колывань-Томская складчатая зона в целом интерпретируется как активная континентальная окраина андийского типа (Бабин и др., 2015 и др.).

Проведенные петрохимические исследования свидетельствуют о том что средне-верхнедевонские вулканические комплексы Колывань-Томской складчатой зоны и Салаира формировались в условиях активной континентальной окраины островодужного типа с развитием разнообразных островных дуг и задуговых бассейнов. При этом большая часть данных по составам пород сафоновского комплекса указывает на влияние островодужных магматических систем. Для основных пород буготакского комплекса, несмотря на его контрастный (риолит-базальтовый) состав отмечается формирование в палеогеодинамической обстановке задугового бассейна. Вулканические образования укропского комплекса занимают промежуточное положение и имеют характеристики островодужных базальтов и базальтов задуговых бассейнов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Новосибирской области, проект № 17-45-540758 p-a

Список литературы

- Бабин Г.А., Черных А.И., Головина А.Г., Жигалов С.В., Долгушин С.С., Ветров Е.В., Кораблева Т.В., Бодина Н.А., Светлова Н.А., Федосеев Г.С., Хилько А.П., Епифанов В.А., Лоскутов Ю.И., Лоскутов И.Ю., Михаревич М.В., Пихутин Е.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-44-Новосибирск: Объяснительная записка. Санкт-Петербург, 2015 181 с.
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 962-967.
- Жимулев Ф.И., Гиллеспи Дж., Глорие С., Ветров Е.В., Борискина В.И., Караковский Е. А., Де Граве Й. История формирования КолываньТомской складчатой зоны по результатам U/Pb LA-ICP-MS датирования детритового циркона с. 75-77, Геология и минерагения Северной Евразии, материалы совещания, приуроченного к 60-летию Института геологии и геофизики СО АН СССР. 3-5 окт. 2017 г. Новосибирск, Россия. – Новосибирск, 2017, 270 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР М.: Недра, 1990, т. 1, - 325 с., т.2, - 334 с.
- Интерпретация геохимических данных / Е.В.Скляров и др. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Кунгурцев Л.В., Федосеев Г.С., Широких В.А., Оболенский А.А., Сотников В.И., Борисенко А.С., Гимон В.О.

Геодинамические комплексы и этапы развития Колывань-Томской складчатой зоны (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1998. Т. З9. № 1. С. 26-37

- Матвеевская А.Л. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. М. Наука, 1969. 286 с.
- Петрографический кодекс России. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 194 с.
- Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИ-ГГМ СО РАН,1993. 247 с.
- Симонов В.А., Дриль С.И., Кузьмин М.И. Особенности эволюции глубинных базальтовых расплавов задугового бассейна Вудларк (Тихий океан) // Докл. РАН, 1999а. Т. 368. № 3. С. 388-391.
- Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: Изд-во СО РАН. НИЦ ОИ-ГГМ, 1999в. 224 с.
- Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука. 1992. 163 с.
- Язиков А. Ю., Изох Н. Г., Широких В. А., Кутолин В. А. О возрасте буготакской свиты Колывань-Томской складчатой зоны по палеонтологическим данным // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2015. Т. 5, С. 212-216.
- 14. Язиков А. Ю., Бахарев Н. К., Изох Н. Г., Сараев С. В., Родина О. А., Щербаненко Т. А. Био- и литостратиграфическая характеристика Изылинского горизонта (девон, западная окраина Кузнецкого бассейна) // в кн. Региональная стратиграфия позднего докембрия и палеозоя Сибири, под ред. В. И. Краснова, Новосибирск, СНИИ-ГГиМС, 2013, 187 с. с. 146-155.
- Dril S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P. Geochemistry of basalts from the western Woodlark, Lau and Manus basins: implications for their petrogenesis and source rock compositions // Marine Geology. 1997. N 142. P. 57-83.
- Herbert R. Les spililes associees aux corleges ophiolitiques applachiens du Quebec: preserpation de certains caraeleres geochimiques oceanigues // Bull. Soc. Geol. Fr. 1979. V.21. N 5-6. 218 p.
- Miashiro A., Shido F. Tholeitic and calalcatic series in relations to the behaviours of titanium, vanadium, chromium and nikel // Amer. J. Sci. 1975. V. 275. P.265-277.
- Pantazis Th. M. Application of a non linear mapping algorithm in spectrographic classification on ophiolites // Ophiolites. Proceedings International Ophiolite Symposium. Cyprus. Geological Survey Department. Cyprus, 1980. P. 290-300.
- Rollinson H.R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical. London. 1993. 352 p.

ВОДА В РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ ИЗ ВКРАПЛЕННИКОВ ДАЦИТОВЫХ ПЕМЗ ПЕРЕШЕЙКА ВЕТРОВОЙ (О.ИТУРУП, ЮЖНЫЕ КУРИЛЫ)

Котов А.А.^{1,2}, Смирнов С.З.^{1,3}, Максимович И.А.^{1,2}, Плечов П.Ю.⁴, Черткова Н.В.⁵, Бефус А.И.⁶

¹Институт геологии и минералогии им.В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, ²Новосибирский государственный университет, Новосибирск; ³Томский Государственный Университет, Томск; ⁴Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН; ⁵Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка; ⁶University of South Florida, School of Geosciences, Tampa, Florida.

WATER IN MELT INCLUSIONS FROM PHENOCRYSTS OF DACITE PUMICE OF THE VETROVOY ISTHMUS (ITURUP ISLAND, SOUTHERN KURILES)

Kotov A.A., Smirnov S.Z., Maksimovich I.A., Plechov P.Yu., Chertkova N.V., Befus A.I.

This work is devoted to the study of one of the largest caldera eruptions of the Kurile-Kamchatka island-arc system that occurred on the island of Iturup. The object of investigation of this work are phenocrysts of quartz and plagioclase from dacite pumice of the Isthmus of the Isthmus, which is located on the island of Iturup. The purpose of this work is to determine the water content in the melts that participated in the caldera eruption of the Vetrovoy Isthmus and the patterns of their changes during the crystallization of magma. In the course of the work, the following were carried out: 1) adaptation and calibration of the Raman spectroscopy method for determining water in rhyolite melt's inclusions glasses in quartz and plagioclase from pumice stone; 2) determination of composition and estimation of water content in melt inclusions in quartz and plagioclase according to x-ray spectral analysis; 3) establishment of the regularities of the change in the water content during the evolution of the magmatic melt; 4) evaluation of fluid pressure by comparison with experimental data.

Введение

Катастрофические извержения, как правило, связаны с проявлениями кислого вулканизма. Наиболее изученными примерами являются извержения вулканов Санторин (Druitt, 2014), Тоба (Chesner, 1998; Chesner, Luhr, 2010), Пинатубо (Borisova, 2005) и др. Для кислых магм, вызывающих катастрофические извержения, характерно высокое содержание летучих, среди которых ведущую роль играют вода и углекислота. В случае с катастрофическим извержением перешейка Ветровой, вода является основным летучим, а такие как CO2, F и сернистые соединения играют весьма подчиненную роль (Смирнов и др., 2017). Таким образом, определение содержания воды в расплавах является важным инструментом для изучения эволюции обогащенных летучими кислых магм в малоглубинных камерах. Это, в свою очередь, дает возможность реконструировать особенности циркуляции летучих компонентов в верхних горизонтах земной коры и обмена ими с атмосферой.

Существуют различные подходы определения воды в расплавах. Высокоточные методы требуют большого количества вещества и пригодны только для изучения продуктов экспериментов. Однако, для исследования природных расплавов наиболее подходящими являются стекла основной массы вулканических пород или включения затвердевших расплавов в минералах. Для непосредственного определения воды в таких объектах все большую популярность набирает метод рамановской спектрометрии (Chabiron, 1999; Thomas et al., 1999; Thomas, 2000; Behrens et al., 2006; Chabiron et al., 2004; Zajacz et al., 2005; Le Losq et al., 2012; Plechov et al., 2015; Holtz et al., 2005). В данной работе была проведена калибровка для определения воды в расплавных включениях риолитового состава методом рамановской спектроскопии. Для контроля результатов измерений содержания воды была использована оценка с помощью рентгеноспектрального анализа по содержанию кислорода на электронном микроскопе и определение воды методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном зонде.

Геологическая характеристика района. Перешеек Ветровой (ПВ) представляет собой грабен шириной около 12 км в северной части острова Итуруп Большой Курильской гряды. Грабен заполнен позднеплейстоценовыми пемзово-пирокластическими отложениями роковской свиты мощностью более 260 м. Объемы изверженного материала ПВ составляют около 100 км³ (Мелекесцев и др., 1988). Вышеуказанные параметры исследуемого вулканического события дают возможность утверждать, что извержение перешейка Ветровой является одним из самых крупных вулканических событий на Курило-Камчатской дуге в позднем плейстоцене – раннем голоцене.

Минералогия и петрография пемз перешейка Ветровой. Породы, перешейка Ветрового представлены туфами и туфитами с обломками светлых пемз. Пемзы содержат большое количество порфировых вкрапленников (25-30%), которые находятся в матриксе кислого стекла (SiO, 73-76 мас. %). Размер вкрапленников достигает 2 мм. Вкрапленники представлены плагиоклазом, кварцем, авгитом (Woll 0.43-0.44, Mg# 0.73-0.74), гиперстеном (Mg# 0.62-0.64) и Fe-Ti оксидами. Для пемз ПВ характерно отсутствие вкрапленников амфибола, при этом он встречается в виде кристаллических включений в пироксенах и имеет высокоглиноземистый состав (чермакит-роговая обманка Mg# 0.66-0.70). В виде включений в темноцветах и плагиоклазе установлен F-Cl апатит с существенной примесью серы. Сульфиды Fe и Си образуют каплевидные и полиэдрические включения в темноцветных минералах и Fe-Ti оксидах. Плагиоклаз, темноцветные минералы и Fe-Ti оксиды представляют собой ранний парагенезис кислых пемз, в то время как непосредственно перед извержением образование темноцветных минералов прекратилось, и из расплава кристаллизовались плагиоклаз и кварц (Смирнов и др., 2017).



Рис. 1. Особенности зонально-секториального строения и расположения включений минералообразующих сред в плагиоклазе и кварце: (а) плагиоклаз смешанного типа с кристаллическими включениями anamuma (Ap), клинопироксена (CPx), расплавными (PB) и флюидными включениями (ФВ); (б) плагиоклаз смешанного типа; (в) концентрически-зональный плагиоклаз с PB, удлиненным вдоль зоны роста; (г) ФВ в плагиоклазе смешанного типа; (д) кварц с PB и апатитом, захваченным с каплей материнского расплава; (е) кварц с расплавными включениями, не претерпевшим изменений (PB 1) и претерпевшим растрескивание в ходе пробоподготовки (PB 2).



Рис. 2. Спектр комбинационного рассеяния эталонного риолитового стекла с 6 мас. % H₂O. Пунктирной линией проведена базовая линия.

Плагиоклаз является наиболее информативным минералом для реконструкции эволюции магмы перед катастрофическим извержением. Его состав варьирует от An₄₁ до An₉₅. Вкрапленники плагиоклаза можно разделить на три типа: концентрически-зональный (рис. 1 в), пятнистый и смешанный тип (рис. 1 а, б). Состав концентрически-зональных плагиоклазов варьирует от An₄₁ до An₅₅. Расплавные включения в них зачастую сгруппированы вдоль зон роста (рис. 1 в). Плагиоклазы пятнистого типа состоят из блоков (доменов) среднего (An₄₁) и основного (An₉₅) составов. Кристаллы смешанного типа обладают пятнистым ядром и концентрически-зональной периферией. При этом наиболее ранние концентрические зоны обладают максимально основным составом (An₉₅).

Включения минералообразующих сред. Все исследованные минералы содержат большое количество расплавных и флюидных включений, которые либо расположены по зонам роста, либо азонально или захвачены вместе другими минералами. Все расплавные включения в нормальных условиях (25°С, 1 атм.) могут быть поделены на три группы по фазовому составу: 1) однофазные, полностью стекловатые (рис. 1 в, д, е); 2) двухфазные, содержащие стекло и газовый пузырёк; 3) многофазные, сложенные стеклом, кристаллами и/ или газовым пузырьком. При этом в виде кристаллических включений, не являющихся дочерними фазами, встречаются апатит, рудные минералы, авгит, гиперстен и амфибол. Для работы отбирались только включения первого типа без признаков декрепитации: так как в них состав летучих почти не претерпел постзахватных изменений.

Флюидные включения (ФВ) встречаются только в плагиоклазе, располагаясь в зонах и участках с максимальным содержанием An. Они представлены двухфазовыми существенно газовыми включениями CO₂ с каймой жидкой воды комнатной температуре (рис. 1 а, б, г). ФВ образуют ассоциации с расплавными включениями (РВ). В этом случае некоторые PB содержат двухфазовое газово-жидкое флюидное обособление. Эти признаки свидетельствуют об образовании высоко кальциевых зон плагиоклаза в условиях дегазации.

Методы и результаты исследования

Рентгеноспектральный анализ. Составы стекол, выведенных на поверхность РВ во вкрапленниках пород перешейка Ветровой определялись энергодисперсионным методом рентгеноспектрального анализа (ЭДС). С помощью данного метода было проанализировано 51 расплавных включений в кварце и плагиоклазе на СЭМ Tescan MIRA-3 LMU, оснащенным системой микроанализа, с программным обеспечением INCA Energy 450+ и анализатором X-Max 80 (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Ускоряющие напряжение составляло 20 кВ, ток зонда 1.4 - 1.6 нА, диаметр фокусированного электронного пучка 10 нм. Время счета 60 секунд. При данных параметрах анализа пределы обнаружения разных элементов варьируют в пределах 0.1-0.3 мас. %. Анализ стекла включения проводился сканированием площадки 10x10 мкм для уменьшения эффекта потери натрия (Lineweaver, 1963; Morgan, London, 1996; Morgan, London, 2005). Для каждого включения проводилось два анализа стекла и один анализ минерала-хозяина вблизи включения. Анализ минерала осуществлялся для контроля правильности. При необходимости вводилась коррекция.

Рамановская спектроскопия. Спектр водосодержащего силикатного стекла представлен на рисунке (рис. 2). Линии в диапазонах 100-1250 см⁻¹ отвечают колебаниям Si-O-Si, Al-O-Si и Si-O в структуре алюмосиликатных стекол. Широкая асимметричная полоса в диапазоне 2900-3800 см⁻¹ отвечает колебаниями связей О-H в молекулах воды и гидроксильных группах, входящих в состав силикатных стекол (Анфилогов, Быков, 1998). В силу того, что структуры силикатных стекол в большинстве случаев соответствуют структурам силикатных жидкостей, можно считать, что спектральные характеристики стекол являются адекватной отражением структурного положения воды в силикатных расплавах.

Исследование расплавных включений методом рамановской спектроскопии проводилось на спектрометре LabRAM HR 800 в ИГМ СО РАН им. В.С.Соболева. Поиск анализируемого включения осуществлялся с помощью встроенного поляризационного микроскопа Olympus BX-41. В ходе работы для возбуждения использовался лазер с длиной волны 532 нм и выходной мощностью 75 мВт. Регистрация проводилась с помощью ССD детектора с рабочей температурой -120 °С, охлаждаемым жидким азотом. Анализ проводился в геометрии обратного рассеяния. Для сбора рассеянного света использовался объектив 100х. Спектры были получены в диапазоне 100-1250 см⁻¹ и 2800-4000 см⁻¹. Конфокальное отверстие и время накопления спектра регулировалось в зависимости от размера и глубины нахождения включения. В ходе работы установлено, что изменение размера конфокального отверстия не влияет на качество и результат съемки, а лишь прямо пропорционально увеличивает или уменьшает интенсивности линий (рис. 3 а). Также различное время накопления сигнала в рамках одной смены незначительно влияет на результат (± 0,2 абс. %) (рис. 3 б). Различия в оценках содержания воды по одним и тем же образцам, полученные в разные дни, колеблются незначительно (± 0,18 абс. %) (рис. 3 в). Вариации времени накопления изменялись в ходе работы от наименьших 25 сек/спектральное окно (5х5) в случае, если включение большого размера и минерал-хозяин при анализе захватывается минимально, до максимальных 400 сек/спектральное окно (20х20) в случае, если включение не выведено на поверхность и/или имеет незначительный размер и влияние минерала-хозяина на спектре значительно и не позволяет качественно обработать его.

Методика определения воды с помощью рамановской спектроскопии. Метод количественного определения содержания воды основан на вычислении отношения площади пика в диапазоне 2900-3800см⁻¹ (Aw), к сумме площадей пиков в диапазоне 850-1250 см⁻¹ (As) (Рис. 2) (Zajacz et al., 2005; Le Losq et al., 2012). Данное отношение (Aw/As) находится в прямой зависимости от содержания воды в анализируемом стекле. В ходе работы была проведена калибровка по пяти эталонным синтетическим стеклам риолитового состава с содержаниями воды от 2 до 6 мас. %, которые предварительно были проанализированы титрованием по методу Карла-Фишера, а также методами рентгеноспектрального микроанализа и вторично-ионной масс-спектрометрии (рис. 3 г). Каждое из измеренных включений анализировалось методом рентгеноспектрального микроанализа.

Ранее было показано, что спектры силикатных и алюмосиликатных стекол значительно отличаются в зависимости от их состава (Zajacz et al., 2005; Plechov et al., 2015). В связи с этим результаты калибровки были проверены на серии эталонных стекол кислого состава из коллекции МГУ. Эти стекла получены путем переплавления природного обсидиана в присутствии воды (Степанов и др., 2016). Содержания воды в этих стеклах измерены с помощью вторично-ионной масс-спектрометрии (рис. 4 б), и рамановской спектроскопии (рис. 4 а). При исследовании данных стекол с помощью рамановской спектрометрии на базе ИГМ СО РАН им. В.С. Соболева, было получено 16 измерений по четырем препаратам (Che n2-n4, Che n9). На их основании можно сделать заключение, что результаты, полученные по стеклам с содержанием воды менее 8 мас. % совпадают с результатами, полученными на ионном зонде и рамановской спектрометрией в МГУ, а при анализе стекла с 10 мас. % Н₂О появляется значимое отклонение (рис. 4 а, б). Вероятно, большая ошибка в измерениях связана с отличиями в составах обсидиановых эталонных стекол из коллекции МГУ и синтетических эталонных стекол ИГМ СО РАН. В связи с этим можно предполагать, что проведенная нами калибровка по синтетическим стеклам риолитового состава может быть успешно применена к природно-закаленным стеклам близкого состава с содержанием воды менее 8 мас. %.

При обработке спектров комбинационного рассеяния вычиталась базовая линия, которая проводилась по глобальным минимумам спектра в исследуемой области. После вычитания базовой линии проводилась деконволюция низкочастотной части спектра с помощью программы Fityk. При деконволюции выделялись линии 915 см⁻¹, 1025 см⁻¹, 1127 см⁻¹.



Рис. 3. Спектры комбинационного рассеяния стекол с известными содержаниями воды, проанализированных (а) в один день с различным диаметром конфокального отверстия; (б) в один день с различным временем накопления сигнала; (в) в разные дни при одинаковых условиях; (г) калибровочный график для определения воды в стеклах риолитового состава (KFT – титрования методом Карла-Фишера, Aw/As-отношение площади пика высокочастотной части спектра (2900-3800см⁻¹) к сумме площадей в низкочастотной части (850-1250 см⁻¹).





Рис. 4. Сравнение содержаний воды в эталонных стеклах из коллекции МГУ (a) полученных с помощью рамановской спектроскопии на базе ИГМ СО РАН (Ram nsk) и МГУ (Ram msk); (б) полученных с помощью рамановской спектроскопии на базе ИГМ СО РАН (Ram nsk) и вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS msk).



Рис. 5. Сравнение оценок содержаний воды в расплавных включениях во вкрапленниках (А) плагиоклаза и (В) кварца, определенные методом рамановской спектрометрии (Ram) и энергодисперсионным методом рентгеноспектрального анализа (SEM EDS).

После этого проводилось определение площадей выделенных линий в обоих диапазонах. Площади в диапазоне 850-1250 см⁻¹ суммировались. В случае, если спектр комбинационного рассеяния в этих диапазонах осложнен пиками не отвечающими указанным колебаниям, то их влияние вычиталось при деконволюции.

Содержание воды в расплавных включениях. Сопоставление результатов измерения содержания воды в стеклах РВ методами ЭДС и рамановской спектрометрии представлены на графике (рис. 5).

РВ в кварце являются наиболее благоприятными для анализа содержания воды методом рамановской спектроскопии так как в нем содержится большое количество однофазных стекловатых расплавных включений, зачастую достигающих размеров более 200 мкм и влияние спектра минерала-хозяина не осложняет те части спектра, которые измеряются для оценки содержания воды (рис. 6 в). Линии плагиоклаза накладываются на измеряемые части спектра, и это оказывает большее влияние на оценки содержаний.

На основании полученных данных можно утверждать, что содержания воды в кварце варьируют от 2,0 до 6,0 мас. %. Концентрации воды в PB, принадлежащих одной ассоциации, показывают удовлетворительную сходимость (рис. 6 а, б).



Рис. 6. Расплавные включения во вкрапленниках кварца (а) ИТ-15-47-4 и (б) ИТ-15-63-25 и содержания воды в них; (в) сравнение спектра комбинационного рассеяния расплавного включения в кварце со спектром кварца.

В плагиоклазе встречаются расплавные включения с содержанием воды от 3,0 до 6,0 мас. %. При этом включения с наибольшим содержанием воды немногочисленны и встречаются в плагиоклазе с высоким содержанием Са, вплоть до An# 95. Расплавные включения с содержанием воды 3,0-4,5 мас. % встречаются лишь по зонам роста концентрически-зонального плагиоклаза соответствующего по составу андезину или лабрадору.

Обсуждение результатов. Полученные результаты показали, что расплавы кальдерного извержения перешейка Ветрового содержали воду в количестве близком к насыщению для магм дацитового и риолитового состава. Наличие амфибола в виде включений в других минералах и отсутствие в виде собственных вкрапленников дает основание предполагать, что давление в магматической камере оказалось ниже порога стабильности этого водосодержащего минерала. В этих условиях насыщение расплава водой должно привести к дегазации – отделению водного флюида. Дегазация магмы в очаге кальдерного извержения действительно имела место и это зафиксировано в виде ассоциаций флюидных и расплавных включений в высококальциевых зонах и участках вкрапленников плагиоклаза. Образование высококальциевого плагиоклаза с An>>70 мол. % из риолитового расплава требует специфических условий. Такой плагиоклаз более характерен для магм основного состава. Однако помимо химизма самой магмы основность плагиоклаза может повышаться и при повышении парциального давления воды, что было продемонстрировано экспериментами (Panjasawantwong et al., 1995) и термодинамическими расчетами (Plechov, Gerya, 1998). Исследования флюидных и расплавных включений показывают, что образование высококальциевых зон плагиоклаза в пемзах перешейка Ветрового связано с этапом дегазации, которому должно было предшествовать повышение парциального давления воды в очаге. Данному этапу соответствует содержание воды в расплаве не менее 6,0 мас. % Н₂О о чем свидетельствуют максимальные концентрации воды в PB из высококальциевых участков вкрапленников. Дальнейшее снижение содержания кальция свидетельствует о переуравновешивании плагиоклаза с расплавом при более низком давлении. Рост концентрически-зонального плагиоклаза происходил из расплава с содержанием воды 3,0-4,5 мас. %.

Отсутствие флюидных включений во вкрапленниках кварца указывает на то, что он кристаллизовался после дегазации. При этом содержания воды в PB также варьируют от 2,0 до 6,0 мас. % $\rm H_2O.$ Предполагая кристаллизацию кварца на самом позднем этапе эволюции магматической камеры, вместе с концентрически-зональным плагиоклазом An_{45-55}, можно ожидать, что содержания воды в PB должны изменяться в более узком диапазоне 3,0-4,5 мас. % $\rm H_2O.$

Риолитовые расплавы обладают очень высокой вязкостью, которая еще более увеличивается при дегазации. Из этого следует, что в различных участках магматический очаг дегазировал в различной степени, что могло привести к значительным различиям по содержанию Н₂О. Начало кристаллизации кварца в участках с сильно дегазированной магмой может объяснить захват расплава с низкими (до 2 мас. % Н₂О) содержаниями воды. Высокие содержания воды можно отнести к участкам камеры, которые сохранили герметичность и в них не произошло отделения флюидной фазы. Кроме этого возможен сценарий, предполагающий рост содержания воды после дегазации за счет кристаллизации безводных минералов или поступления в ее магматический очаг из вмещающих пород за счет термической дегидратации водосодержащих минералов. Это обогащение могло послужить причиной финального катастрофического извержения, следы которого мы видим на перешейке Ветровом.

Флюидное давление. Температуры кристаллизации вкрапленников в пемзах перешейка Ветровой, определенные по плагиоклаз-жидкостному и двупироксеновому геотермометрам составляют 800-850 °С. Из экспериментальных работ известно, что для гаплогранитных систем при температурах 800-850 °С и давлении 1 кбар растворимость воды в расплаве составляет около 4,0 мас. % Н₂О, а при 2 кбар уже 6,0 мас. % H₂O (Кадик и др., 1971; Botcharikov et al., 2006; Moore et al., 1998; Newman, Lowenstern, 2002). Это также находит подтверждение в работах, посвященных извержениям вулкана Тоба (о. Суматра) (74 тыс. лет назад) (Chesner, Luhr, 2010; Chesner, 1998) и вулкана Св. Елены (США) (извержение 1980 г.) (Riker et al., 2005), где для расплавов, состав которых близок к расплаву ПВ, определены содержания воды 3,0-6,0 мас. % H₂O и температуры кристаллизации около 800 °C. На основании полученных данных и вышеуказанных экспериментальных работ определены значения флюидного давления в диапазоне 0,8-2 кбар.

Исследования флюидных включений показали, что в результате дегазации выделялся водно-углекислотный флюид с молекулярным соотношением H_2O/CO_2 не менее 0,91 (расчет по модели Duan et al., 1992) с общей плотностью 0,12 г/см³. Такой состав флюида способствует стабилизации амфибола при давлениях более 0,5 – 1 кбар для 850°С (Rieker et al., 2015; Cadoux et al., 2014; Holtz et al., 2005). Давление флюида в момент дегазации при температуре 850°С оценивается 0,64 кбар, что действительно отвечает пределу стабильности этого минерала.

Опираясь на содержания воды в PB, данные по ФВ и составам PB, можно оценить растворимость CO_2 и давление насыщения в расплавах перешейка Ветрового, используя модель (Papale et al, 2006). Полученные величины дают давления насыщения, варьирующие от 0,4 – 0,6 кбар для содержаний воды менее 3 мас. % до 1,1 – 1,9 кбар для содержаний воды более 4 мас. %. При этом растворимость CO_2 в расплавах составила 70 – 100 г/т.

Вероятно, после дегазации флюидное давление в расплаве могло упасть до 0,64 кбар, оцененных по флюидным и расплавным включениям. Большое количество PB с содержанием воды 3,0-4,0 мас. % в позднем плагиоклазе с An₄₅₋₅₅ указывают на некоторую стабилизацию системы после дегазации при давлении около 1 кбар. Это может быть результатом герметизации всей камеры или отдельных ее участков. Вероятной причиной герметизации могут быть гидротермальные процессы в породах экзоконтакта, в результате которых произошло «залечивание» трещин и заполнение порового пространства в них метасоматическими минералами. Наши данные предполагают также, что дальнейшая кристаллизация могла происходить на фоне повышения концентрации воды в расплаве и роста давления, предшествовавшего катастрофическому извержению.

Заключение. Составы стекол расплавных включений позволяют утверждать, что кристаллизация вкрапленников дацитовых пемз катастрофического извержения ПВ происходила из риолитового расплава с содержанием воды 2,0-6,0 мас. % и углекислоты 70-100 г/т. Значительные вариации содержаний воды свидетельствуют о значительных вариациях флюидного давления от 0,4 до 1,9 кбар в период, предшествовавший катастрофическому извержению. Магматический очаг претерпел дегазацию на ранних этапах своего развития, что привело к значительному снижению содержания воды (до 2 – 3 мас. %). Однако после этой дегазации, вероятно, произошло новое обогащение расплава водой вплоть до достижения концентраций насыщения. Глубина очага способствовала стабилизации давления вблизи величины 1 кбар, что препятствовало кристаллизации амфибола, и позднее обогащение расплава водой могло быть обусловлено кристаллизацией безводных пироксенов, плагиоклаза и кварца.

Работа выполнена в рамках проекта 0330-2016-0005 госзадания ИГМ СО РАН и при поддержке гранта РФФИ 16-05-00894. Рентгеноспектральный анализ проводился в Центре коллективного пользования научным оборудованием для многоэлементных и изотопных исследований.

Список литературы

- Анфилогов В.Н., Быков В.Н., Силикатные расплавы. Строение, термодинамика, физические свойства // 1998, Миасс: ИМин УрО РАН – 160с.
- Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И., Вода в магматических расплавах // М., Наука, 1971, 267с.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д., Катастрофические эксплозивные извержения вулканов Курило-Камчатской области в конце плейстоцена-начале голоцена // ДАН СССР, 1988, Т. 300, №1, С. 175-181.
- Смирнов С.З., Рыбин А.В., Соколова Е.Н., Кузьмин Д.В., Дегтерёв А.В., Тимина Т.Ю., Кислые магмы кальдерных извержений острова Итуруп: первые результаты исследования расплавных включений во вкрапленниках пемз кальдеры Львиная Пасть и перешейка Ветровой // Тихоокеанская геология. 2017, т. 36, №1, с. 50-68
- Степанов О.В., Черткова Н.В., Плечов П.Ю., Персиков Э.С., Бухтияров П.Г. Аналитические методы определения высоких концентраций воды в обсидиановых стеклах // Труды Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. Москва, 19-20 апреля 2016 года. (ВЕСЭМПГ -2016). (ГЕОХИ РАН), 2016, С. 50-51
- Behrens H., Roux J., Neuville D.R., Siemann M., Quantification if dissolved H2O in silicate glasses using confocal microRaman spectroscopy // Chemical Geology, 2006 V.229. P.96-112
- Borisova A.Yu., Constrains on dacite magma degassing and regime of the June 15, 1991, climatic eruption of Mount Pinatubo (Philippines): new data on melt and crystal inclusions in quartz // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2005, V.145. P.35-67.
- 8. Botcharikov R.E., Behrens H., Holtz F., Solublity and

speciation of C-O-H fluids in andesitic melt at T=1100-1300 °C and P=200 and 500 MPa //Chemical Geology, 2006 V.229 P.125-143.

- Cadoux A., Scaillet B., Druitt T.H., Deloule E., Magma storage conditions of large plinian eruptions of Santorini volcano (Greece) // Journal of Petrology, 2014, V.55 P.1129-1171
- Chabiron A., Pironon J., Massare D., Characterization of water in synthetic rhyolitic glasses and natural melt inclusions by Raman spectroscopy // Contrib Mineral Petrol, 2004, V.146 Iss.4 P.485
- Chabiron A, Peiffert C, Pironon J, Cuney M., Determination of water content in melt inclusions by Raman spectrometry // Terra Nostra, 1999, ECROFI XV Abstracts P.68–69
- Chesner C.A., Petrogenesis of the Toba Tuffs, Sumatra, Indonesia // Journal of Petrology 1998 V.39. Iss.3. P.397-438.
- Chesner C.A., Luhr J.F., A melt inclusion study of the Toba Tuffs, Sumatra, Indonesia // Journal of Volcanology and Geothermal Research 2010 V.197, P.259-278.
- 14. Druitt T.H. New insights into the initiation and venting of the Bronze-Age eruption of Santorini (Greece), from component analysis // Bull. Volcanol.2014 V.76. P.794.
- Duan Z., Moller N., Weare J.H., An equation of state for CH4-CO2-H2O system: Pure system for 0 to 1000 °C and 0 to 8000 bars // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1992, V. 56. P.2605-2617.
- Holtz F., Sato H., Lewis J. et al. Experimental petrology of the 1991-1995 Unzen dacite, Japan. P.I: Phase relations, phase compositions and pre-eruptive conditions // Journal of Petrology 2005 V.46. Iss.2. P.319-337.
- Le Losq C., Neuville D. R., Moretti R., Roux J., Determination of water content in silicate glasses using Raman spectrometry: Implications for the study of explosive volcanism// Am. Mineral., 2012, V.97. Iss.5-6. P.779-790.
- Lineweaver J.L., Oxygen outgassing caused by the electron bombardment of glass // J. Appl. Phys., 1963, V.34. P. 1786-1791.
- Moore G., Vennemann T., Carmichael I.S.E., An empirical model for the solubility of H2O in magmas to 3 kilobars // American Mineralogist, 1998 V.89, P.36-42.
- Morgan G. B., London D., Optimizing of electron microprobe analysis of hydrous alkali glasses // Am. Mineral., 1996, V.81. P.1176-1185.

- Morgan G. B., London D., Effect of current density on the electron microprobe analysis of alkali aluminosilicate glasses // Am. Mineral., 2005, V.90. P.1131-1138.
- Newman, S., Lowenstern, J. B., VolatileCalc: a silicate melt– H2O–CO2 solution model written in Visual Basic for Excel // Computers & Geosciences, 2002, V.28 Iss.5 P.597-604.
- Panjasawatwong Y., Danyushevsky L.V., Crawford A.J., Harris K.L, An experimental study of the effects of melt composition on plagioclase-melt equilibria at 5-kbar and 10-kbar - implications for the origin of magmatic high-An plagioclase // Contrib Mineral Petrol., 1995, P.420–432.
- 24. Papale P., Moretti R., Barbato D. The compositional dependence of saturation surface of H₂O+CO₂ fluids in silicate melts // Chemical Geology, 2006, V. 229. P. 78-95.
- Plechov P.Yu., Blundy J., Nekrylov N., Melekhova E., Shcherbakov V., Tikhonova M.S., Petrology and volatile content of magmas erupted from Tolbachik Volcano, Kamchatka, 2012-13 // Journal of Volcanology and Geothermal Research 2015.
- Plechov P.Y., Gerya T.V., Effect of H₂O on plagioclase-melt equilibrium // Experiment in Geosciences, 1998, P.7–9.
- Riker J.M., Blundy J.D., Rust A.C., Botcharnikov R.E., Humphreys M.C.S., Experimental phase equilibria of a Mount St. Helens rhyodacite: a framework for interpreting crystallization paths in degassing silicic magmas // Contrib Mineral Petrol., 2005, V.170. Iss. 6.
- Thomas, R., Webster, J.D., Heinrich, W., 1999. Melt inclusions in pegmatite quartz: complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids? // Terra Nostra, 1999, ECROFI XV Abstracts P.305–307.
- Thomas R., Determination of water contents of granite melt inclusions by confocal laser Raman microprobe spectroscopy // Am. Mineral., 2000, V.85
- Zajacz Z., Halter W., Malfait W.J., Bachmann O., Bodnar R.J., Hirschmann M.M., Mandeville C.W., Morizet Y., Muntener O., Ulmer P., Webster J.D., A compositionindependent quantitative determination of the water content in silicate glasses and silicate melt inclusions by confocal Raman spectroscopy // Contrib. Mineral. Petrol., 2005 V.150 P.631-642.

MATTER AND PHYSICAL ANISOTROPY OF ULTRAMAFITES OF THE BARKHATNY MASSIF (KUZNETSK ALATAU RIDGE, WESTERN SIBERIA) AS CRITERIA OF THEIR MINERAL POTENTIAL FOR GEOLOGICAL PROSPECTING WORKS

Krasnova T.S., Dugarova N.A., Kolmakov Yu.V., Gertner I.F.,

National Research Tomsk State University

A complex of petrographic, petrofabric, and paleomagnetic analyses that was carried out for rocks from an ultrabasic massif of the Barkhatnaya Mountain in the Northern part of the Kuznetsk Alatau allowed us to prove that internal anisotropy of mineral aggregates had deformation-type evolution, which indicates possible plastic exhumation of lithosphere mantle fragments into upper crust levels. Complete conformity of geophysical and petrofabric parameters points out high possibility of multistage model for obduction of ophiolite association segments proposed for this region. Taking into account specifics of minerageny for such complexes (chromite ores and noble metals, asbestos and nephrites), we offer a new technology for geological prospecting works at the stage of estimating mineral potential of such geological objects, which is based on the presence of differently oriented systems of mineral plane orientation.

Проведенный нами комплекс структурно-петрологических и палеомагнитных исследований для ультрабазитов Бархатного массива на северном склоне Кузнецкого Алатау подтверждает, что внутренняя анизотропия минеральных агрегатов имела деформационную эволюцию, которая указывает на возможную пластическую эксгумацию фрагментов мантии литосферы в верхние горизонты земной коры. Полное соответствие геофизических и петроструктурных параметров отмечает высокую вероятность многостадийной обдукции фрагментов офиолитовой ассоциации, предлагаемой для этого региона. Принимая во внимание особенности минерагении (хромитовые руды и благородные металлы, асбест и нефрит) для таких комплексов мы предлагаем новые методы геологоразведочных работ на стадии оценки рудоносности геологических объектов, которые характеризуются дискретными вариациями пространственной ориентировки элементов текстурной анизотропии пород.

Introduction

Fragments of lithosphere mantle like dunite-harzburgite tectonic complexes are an essential part of structural zones of modern mountain-folded formations. Their relation to countryrock structural assemblages has tectonic nature. They are often assumed to have a complicated exhumation evolution into upper crust levels. Hyperbasite massifs of the Severnaya, Zelenaya, Zayachya, and Barkhatnaya mountains located on the northern slope of the Kuznetsk Alatau Ridge are typical representatives of such formations within Altay-Sayan Folded Area (ASFA). They form an arch-shaped chain, which points out block-type style of geological composition of this certain region and ASFA in general (Goncharenko, 1989). The main tectonic elements of the northern part of the Kuznetsk Alatau are faults, grabens, linear intrusions, and dike belts spreading in two directions: North - North East (to submeridian strike) and North-West (to sublatitude one). Oceanic crust fragments are drawn towards axial part of the ridge and form isolated horse shoe-shaped structures, where margins are composed by mantle hyperbasites, and the core is composed by basites (starting with cumulative ultramafic rocks and gabbroids, and to their hypabyssal and volcanic analogues).

The Barkhatny Massif forms the Eastern side of ophiolite paragenesis and is a linear body (20×2-3 km²) with submeridian orientation with a well-defined deformation zoning. Its central zone is composed by eutaxitic/banded harzburgite, dunite, and chromitite complex, which is supposed to have following evolution sequence of deformation petrofabrics: "protogranular \rightarrow protogranularparquet-like \rightarrow leystic \rightarrow mosaic-leystic" (fig. 1, row I) that corresponds to axial compression mode. Outer zones of the massif are composed by rocks with mesa granular and porphyroclastic structures (fig. 1, row II), including serpentinites, which form more often during recrystallization under shear deformations or significant gradient of static pressure and temperature. Specifics of the deformation zoning observed in couple with data on other ultrabasite massifs of ophiolite paragenesis let us developed a multistage model of obduction for lithosphere mantle fragments (Krasnova, 2005). It is assumed that there are at least three stages of exhumation, which indicate main steps of tectonic evolution of the Kuznetsk Alatau folded assemblage structure. The first stage corresponds to forming an accretion prism of an active island arc, where obduction of oceanic lithosphere fragments occurs that keeps NW-strike orientation in central blocks of hyperbasite bodies and in the Barkhatny Massif in particular. Age range for these events covers Late Riphean - Middle Cambrian. The second stage is mostly controlled by vertical movements along submeridian tectonic faults and broad development of recrystallization on the sides of ultrabasite blocks. It is accompanied by linear type intrusions of large basites, syenitoids and granitoids. Geodynamic setting for forming these intrusions correlates to the stage of collision increase in the Altay-Sayan super terrain that occurred in Late Cambrian-Ordovician. The third stage is usually correlated to Devonian rifting processes and is accompanied by building up a series of inland depressions and grabens composed by highalkaline volcanites and "red-colored" terrigenous sediments. In the studying ophiolite paragenesis, real tectonic events of this stage were expressed in transforming the core block of basites southward relative to hyperbasite sides. This process was accompanied by forming serpentinite mélange on the Zayachya Mountain, and activization of crossing faults with corresponding orientation in the massifs of the Severnaya and Barkhatnaya mountains. Another indicator of these events is formation of the Barkhat-Kiyasky intrusive of subalkaline gabbroids and pulaskites. Its rocks "break" through ultrabasites of the Barkhatnaya Mountain and Early Devonian volcanic rocks of the Rastaysk graben.

In this research, we focused on studying internal structure of the Barkhatnyi ultrabasite massif as the most representative object regarding broad range of minerals (chromite ores, gold, platinum group elements, asbestos et al.), which has relatively low degree of low-temperature rock changes, and which has obvious deformation zoning. Besides, this massif is considered to be a petrographic type of the Barkhatnyi complex according to the most recent regional geological legend (Shokal'sky et al., 2000).



Figure 1. Deformation types of olivine microfabrics according to (Krasnova, 2005): A – protogranular; B – mesogranular; C – porphyroclastic; D – mosaic; E – leystic; F – porphyroleystic; G – mosaic-leystic; H – protogranular-cleavaged; I – parquet-like; J – pseudospinifex; K – regenerated.



Figure 2. Optic orientation of olivine in chromite-bearing ultramafic rocks from the Barkhatny Massif: 1-3 – types of deformation microstructures: 1 – protogranular; 2 – protogranular – protogranular - parquit-like; 3 – leystic, mosaic, mosaic-leystic; 4 – zone of chromite mineralization.

Research methods and objects

The object for research was ultrabasites of the Barkhatnyi Massif and specifics of their internal anisotropy obviously shown on mineral and geophysical levels of matter structure. Such a complex approach to the research implies not only defining criteria for integrating obtained results, but also creating a unified genetic model of formation of mineral associations at different stages of metamorphic evolution of restitic hyperbasites.

Studying structural anisotropy of the rocks suggests multilevel analysis of their matter structure, including determining spatial orientation of plane and linear mineral elements, as well as defining specifics of olivine grain crystallographic orientations, and diagnosing paleomagnetic characteristics (Krasnova et al., 2002). The main methods used in this work are geometric analysis of textural anisotropy of oriented samples, microfabric analysis and measurement of geophysical parameters (defining coordinates and absolute values of remanent magnetization vector (In), measuring magnetic susceptibility of the rocks (æ) and calculating the Koenigsberger ratio (Q)).

Results

Based on the detailed analysis of spatial orientation of plane and linear structural elements in ultramafic rocks from the Barkhatnaya Mountain, we identified a complex folded structure of the massif. There are two main geometric types of S- and L-elements indicating staging in dynamic metamorphic transformation of an ultramafic body. The first type of mineral plane orientation (S_1) is defined in samples as a planar orientation of large pyroxenes, olivines, and chromespinelides, and was seen in dunites and harzburgites from the core part of the Massif. We statistically analyzed the entire massif and defined for this type of plane orientation sub vertical or inclined bedding with North-West strike and NE and SW dipping. Directions and flatness of this bedding coincide with ones of rocks from the chromite mineralization zone. Variations in spatial orientation of S₁ system suggest formation of a cylindrical folded structure, whose axial plane has NW-strike (azimuth 320°) and SW dipping (at the angle of 65-70°), and whose fold axis goes down in Northwest at the angle of 10°. In general, this structure can be described as a folded assemblage of parallel or close to parallel shapes with a wavelength of 4-6 km, which was damaged by reverse fault - thrust type deformations. However, there is a well-defined local zone (thickness~ 3 km) of more compressed folding in the center of the Massif that is believed to belong to the chromite mineralization zone and alkaline intrusions. Its forming was probably caused by a hidden thrust of the North block onto South one. There is a minimum hypsometric content of ultramafic rocks from the North block in a vertical cross section of the restite complex that is proven by graphic reconstructions, as well as their primarily harzburgite composition, absence of chromitites, but presence of high-aluminous orthopyroxene and chromespinelide (Krasnova et al., 2002).

The second type of mineral plane orientation (S_2) was found in ulatramafites and serpentinites, which belong to endocontact zones of the Massif, and is recognized in samples by preferable elongation of small grains of pyroxenes, olivines and ore component aggregates. Development of a cleavage system crossing S_1 is also typical for second type orientation. S_2 plane orientation is characterized by subvertical bedding with submeridian and Northeast strike, which coincides with general orientation of the ultramafic body. We have acknowledged for system S_2 a tendency to form sub vertical mineral linearity L_2 , whose outputs concentrate along small circle arch on stereograms. S_2 -system development was caused by later plastic flow of matter into endocontact zones of the ultramafic body, and was accompanied by intensive occurrence of fragile dislocations (foliation, cleavage) that initiated serpentinization and other metasomatic processes. Direction of the rock flow was inversed from subvertical at earlier stages, all the way to subhorizontal at the last stage of dynamic metamorphism. At the same time, left-sided dislocation of country-rock blocks along endocontact surfaces of the ultramafic massif in the Barkhatnaya mountain initiated its tectonic disintegration by crossing shears and normal faults, which might be more ancient reverse fault-thrust dislocations.

One of the important results of microfabric studying is analysis of olivine optic orientation showing nature of development of coaxial deformations in different petrofabrictype hyperbasites in the Massif's central zone. Despite primarily West-strike plane orientation system in these rocks, diagnosing optic orientation of olivine's crystallographic axes demonstrated their complicated evolution. Intracrystal "kink bands" were found in all studied ultramafic rocks of this type, which correlate to high-temperature systems of translational slipping according to (010) [100] and (0kl) [100] systems. However, two maximums of [100] axes oriented at the angle of 60-80° relative to each other and symmetrically in respect to the average plane orientation and linearity are typical for the petrofabric pattern of rocks with protogranular fabric. This assumes development of two independent systems with olivine grain mineral orientation (S_1) with L_1^1 and S_1^2 with L_2^2). Axis outputs on the stereogram form wide bands with local orthogonal "scattering trends" oriented subnormally to the planes S_1^{1} and S_1^{2} . As approaching chromite mineralization zone, the angle between these two systems reduces, and tends to zero in leystic and mosaic type, thus indicating general orientation of olivine grains in the Barkhatny Massif (fig. 2). Forming bimodal patterns in "protogranular - parquit-like" olivine can be explained by specifics of initial deformation stage of polycrystalline aggregate under axial compression. According to A. Nicolas, early activization of intracrystal slipping systems can occur only in grains with potential translational systems oriented in respect to two shear directions (Nicolas, 1976).

In rocks of mesogranular, porphyroclastic, and mosaic types from endocontact margins of the Massif, we noted intracrystal deformations indicating translational slipping through lowertemperature systems (001) [100] and (110) [001]. Herewith, overlapped recrystallization processes are characterized by development of S₂ submeridian plane characteristics, as well as scattering of [100] and [001] axes along initial plane orientation S₁ during localization of [010] axes near S₁ plane pole. Further transformations of rocks imply foliation with forming a definite S₂ system and mineral aggregates of serpentine and magnetite.

Additional research in mineralogy of basites from Barkhatnaya and Zelenava Mountains confirm multistage metamorphic transformations at different P-T conditions and different stages of obduction of oceanic fragments. During studying of mineral composition of metabasites, we found that feldspars are represented by a wide spectrum of composition: from albite to bytownite; not less common amphiboles are also characterized by a wide diapason: edenite ferro-edenite, ferropargasite, magnesiohastingsite, magnesian, ferrous and actinolite hornblende. The data obtained by the phase relationships and changes in chemical composition of the mineral pair "plagioclase - amphibole" suggest several stages of transformations for studied rocks with signs of progressive and retrograde metamorphism. Using bimineral geothermobarometers we established two stages: progressive metamorphism peak occurs at T = 500-700 °C and P = 2-6 kbar, and regressive stage occurs at T = 350-510 °C and P = 2-9 kbar. This is also confirmed by the results of amphibole geothermobarometer, where minerals of marginal parts formed at T = 340-440 °C and P = 1kbar, being superimposed over higher-temperature amphiboles from central parts, which were generated at T = 550-650 °C and P = 2-7 kbar. Thus, compositional evolution of the basic component of ophiolite association from Barkhatnaya, Severnaya and Zelenaya Mountains correlates to the stages of plastic deformation of restitic ultramafic rocks, and in some cases fulfills it (Dugarova et al., 2017).

A complex of paleomagnetic analyses was conducted for 31 oriented samples of ultrabasites taken from the Barkhatny Massif. This studying covered definition of coordinates and absolute

values of remanent magnetization vector (In), measurement of magnetic susceptibility of the rocks (æ), and calculation of the Koenigsberger ratio (Q). The obtained results confirm structural discontinuity of the ultramafic body and multiple stages of processes of its dynamic metamorphic transformation. Correlating these results with data obtained by a geometric analysis showed that vector (In) is subparallel to mineral plane orientation of ultrabasites in most cases, coinciding with linearity or at an angle ~ 50-90° to it (fig. 3).



Figure 3. Vector orientations of remanent magnetization (In), stereograms of their spatial orientations and histograms of absolute petromagnetic characteristics for the rocks from the Barkhatny ultrabasite Massif: 1 - vectors with inclination angles $0-30^\circ$; 2 - vectors with inclination angles $31 - 60^\circ$; 3 - vectors with inclination angles $61 - 90^\circ$; 4 - vectors of inverse magnetization. On stereograms (on the right), projections of (In) vectors are shown in rocks from the axial (A) and rim (B) zones of the Massif. Filled dots are vectors oriented along mineral plane orientation, and blank ones are vectors oriented perpendicular to mineral plane orientation. It is shown on histograms how often values of main petromagnetic parameters meet with each other (on the left – in rocks from the Central part of the Massif, on the right – in rocks from the rim zones).

Such a pattern is caused by morphological specifics of ore mineral crystallization, whose aggregates trace either direction of primary matter flow (i.e. mineral linearity L,) or development of crossing shears and gashes, where magnetite resedimentation occurs and secondary linearity L, forms as a result of serpentinization. In general, distribution of vector (In) projections on stereograms plotted for rocks from the central and endocontact zones of the Massif is controlled by trajectory of axial planes of corresponding folded systems. In the ultramafic core part, outputs of a magnetic vector form a sub vertical belt with NW strike (fig. 3, A), thus confirming legitimacy of primary plane orientation S₁. Whereas in rocks from endocontact zones, these outputs scatter along a submeridian- or N-NE-plane that coincides with S_2 system (fig. 3, E) except of a few points (blank dots on the stereograms). They represent subnormal orientation of (In) vector in respect to mineral plane orientation.

Variations in inclination angle of remanent magnetization vector mostly indicate degree of dynamic metamorphic transformation of ultramafic substrate. In particular, the steepest inclinations are observed in rim zones of the Massif and near crossing tectonic deformations. Let us note that their maximum values are registered near intrusion of subalkaline gabbroids and chromite mineralization in a zone of intensive folding. Inverse polarity of In vector (blank dots on the fig.2, B) is local and can be connected with either inverted bedding of some fold limbs or secondary thermal impact of intrusive bodies and hydrothermal solutions on ultramafites. Particularly within the Middle Tersinsky ophiolite paragenesis, inverse magnetization is found in the hinge of ultramafic synform in the zone with minimum stresses (Goncharenko et al., 1982).

In order to estimate nature of changes in absolute values of petromagnetic parameters, we plotted histograms of their distribution in logarithmic abscissa scale for rocks from both the core and endocontact zones of the Massif (fig. 3). These histograms demonstrate primarily bimodal distribution of In, æ and Q parameters in ultramafites from the central zone of the Massif, whereas close to unimodal graphs are observed in the Massif rim zones. We determined two main ranges for remanent magnetization values: from 0,005 to 0,1 CGS units, and from 0,1 to 1 CGS units. High remanent magnetization is observed in rocks from core parts of the largest blocks of the ultramafic body, which have relatively uniform structure. In the rim parts of the Massif and around intrusion of subalkaline gabbroids, moderate and low values of (In) prevail (less than 0,1 CGS units) that might be explained by the presence of several components with inverted inclination/slope orientations in the vector of remanent magnetization, and indicates multiple thermal transformations of the rocks.

Bimodal nature of magnetic susceptibility (æ) is caused by the presence of two types of ore minerals with different ferromagnetic properties in Barkhatnaya mountain ultramafites: chromespinelide (æ<0,01 CGS units) and magnetite (æ=0,2-2,0 CGS units). Therefore, distribution pattern of values æ throughout the Massif area more than likely demonstrates development of serpentinization processes accompanied by formation of finegrained (finely dispersed) magnetite, as well as metasomatic change of primary chromespinelide with formation of "magnetite jackets". High magnetic susceptibility is seen most often in rocks from endocontact zones or near tectonic damages. However, high values of æ are also typical for some rocks from the core part of the Massif. For example, this value varies from 0,32 to 0,8 CGS units in ultramafites from NE exocontact zone of subalkaline gabbro intrusion, whereas it is in the range from 0,002 to 0,9 CGS units in SW one (in the zone of chromite mineralization).

One of the most informative parameters of primary nature of magnetization vector is the Koenigsberger ratio (Q), which represents ratio of remanent and inductive magnetization. We should consider these two ranges of Q values _ 0,6-2,0 and 6,0-40,0 as the most popular for ultramafites from the Barkhatnava Mountain. First range is apparently typical for rocks that underwent multiple magnetizations. The second one is typical for varieties formed in relatively homogeneous magnetic field, and more than likely indicates primary thermal remanent magnetization. Maximum Q values (from 2 to 50) are also found in the Massif's axial zone away from crossing tectonic damages. An exception is the NE exocontact zone of subalkaline gabbro intrusive body, where a full transformation of primary magnetization is the most probable. Low values of this parameter (0,6-2,0) are more typical for rocks from the rim zones or parts adjacent to the crossing tectonic damages. Minimum Q values (less than 0,6) can be found only in ultramafic rocks from the West endocontact zone of the Barkhatnyi Massif, on the border with gabbroids from internal basite core of ophiolite paragenesis. That assumes longer and multistage activity of this disjunctive border.

Discussion

Modern technologies for prospecting and estimating mineral potential of a geological object suggest complex assessment of its structural and physical parameters, and construction of a possible genetic model for a given deposit, as well as proof of stages of mineral accumulation in regional structures. As a rule, one of the most important factors for a precision research is multistage analysis studying a given object at macro-, mesa-, and micro-levels. In order to build a genetic model of an orebearing geological system, it is necessary to indicate specifics of its structure and matter composition, which can be obtained by studying petrography, detail mineralogy, petro- and geochemistry, distribution of radiogenic and stable isotopes, as well as diagnosing spatial orientations of fabric and structural specifics of rocks and minerals (results of field observations, geometric analysis of oriented samples, microfabric analysis, and X-ray structural dizgnosis using electron microscope). This set of analyses has been applied multiple times to prospecting works of gold-ore deposits of the Middle Tien-Shan (Abad et al., 2003), the Enisey Ridge (Gertner et al., 2011), and nickel-bearing complexes of the Eastern Sayan (Kulkov et al., 2014). Potential of this research complex is proven by many projects implemented with actual Russian and foreign mineral development companies.

The main specific feature of the Barkhatny Massif minerageny is development of chromite mineralization zone, whose rocks are enriched in Pd, Pt, and Au. Content of chrome oxide in full (compact) ores reaches up to 43%. In some chromitite varieties/types (with chromespinelide content from 15 to 90 %), we noted presence of nickel sulfides (heazlewoodite, millerite, pentlandite), iron and copper (pyrrhotine, pyrite, and calkopyrite), as well as free high karat- gold (983-989‰ Au). Moreover, industrial contents of Pt (up to 5 ppmw), Pd (up to 1.2 ppmw) and Au (up to 5.4 ppmw) were found in these rocks using the atomic absorption method. Orientation of the chromite mineralization zone indicates anisotropy elements of hyperbasite body at an early stage of its exhumation, and is almost orthogonal in respect to main rims of the Barkhatnaya mountain massif. In the case when a standard approach was applied to prospecting works, excavations would be made perpendicularly to the main meridian-strike structures. In this case, it is not only difficult but also not economically efficient to find a quite local zone of chromitites without knowing deformation history of mantle hyperbasites, since exploration grid has to be minimized down to 50-100 meters.

Another aspect in forecasting minerageny specifics of such hyperbasite massifs is zones of metasomatic recycling represented by listwanites with potential gold mineralization and serpentinization with chrysotile-asbestos revealing. However, their orientation does not coincide with observed boundaries of hyperbasite bodies either. For example, gold-bearing listwanite bodies of massifs from the Severnaya and Zelenaya Mountains have North-Eastern strike and indicate later (three of them) deformation stages and metasomatic recycling of hyperbasites in local pull-apart zones. The most asbestos-potential serpentinites of the Barkhatny Massif are also controlled by crossing shear zones with NW orientation, where bedding elements vary from W-NW to N-NW strike at steep dip angles.

We should note that ophiolite parageneses often control spatially the largest placer gold deposits in this region. Nevertheless, there is an important pattern, which shows style of tectonic composition of the Kuznetsk Alatau northern slope. As a rule, large gold placers are localized/concentrated in developed river systems draining the internal core of "horseshoelike" ophiolite parageneses, whose branches/ends underwent significant tectonic and metasomatic recycling. Typical examples are placers of the Kiya and Semenovka river sources. The main specific of these placers besides gold presence is constant presence of heavy platinoid alloys (ruthenium, osmium, and iridium), which are typical for chromitite mineralization zones of mantle hyperbasites. The given mineral association demonstrates paragenetic relation of gold placers to ophiolites. The studied paragenesis of the Severnaya, Zelenaya, Zayachya, and Barkhatnaya mountains forms/composes one of the highest mountain massifs in the region. Its drainage is carried out by small watercourses of the Rastay River and the left tributary of the Kiya River. Such a geomorphological scenario does not allow active exploiting of placer deposits industrially (using dredgers and so on), but can be useful for hand mining with attracting population. This experience was actively applied during the Second World War and promoted free labor in Siberian regions with poorly developed economics.

Conclusion

The results obtained during this research allowed us to conclude following. First, developing modern technologies for prospecting and estimating natural mineral deposits requires detailed studying of ore-bearing geological systems and building their possible petrogenetic models. Secondly, such studying should have complex approach with using methods of petrofabric analysis, detailed diagnosis of matter composition, and definition of geophysical field parameters indicating structural compositional heterogeneity of a studied object. Thirdly, an important element in forecasting ore and mineragenic potential of ophiolite complexes is nature of their tectonic disintegration and formation of noble metal placers.

On the example of the Barkhatny Massif, authors tried to validate new approaches to estimating potentials of ophiolite paragenesis studying in structures of the Altay-Sayan folded area, which have block-type tectonic composition. Such researches are in demand of both Russian and foreign mining companies at the stage of prospecting works in areas where ophiolite complexes develop, as well as in suture zones of modern mountainous land formations.

Acknowledgements

Authors extend their warm thanks to the professor A.M. Sazonov from Siberian Federal University for diagnostics of mineral phases, as well as to the director of "Analytical Center of geochemistry of natural systems", P.A. Tishin, for participating in the field works. Also we are grateful to the associate professor A. Carmona-Lopez from the University of Salamanca for the collaboration and discussion.

This study was carried out within the framework of the state task of the Ministry of Education and Science of Russia (project No $5.2352.2017/\Pi$ 4).

References:

- 1. Goncharenko A.I. Deformation and petrofabric evolution alpine-type hyperbasites. Tomsk: TSU, 1989. 400 p. (in Russian)
- Krasnova T.S. Petrology of ultramafic massifs of the Severnaya, Zelenaya and Barkhatnaya mountains (Kuznetsk Alatau). PhD doctoral tethis. Tomsk, 2005. 270 p. (in Russian).
- Correlation of magmatic and metamorphic complexes of the western part of the Altai-Sayan folded region /Ed. A.F. Morozov/Authors: Shokal'sky S.P., Babib G.A., Vladimirov A.G., Borisov S.N. et al. Novosibirsk: SB RAS, 2000. 187 p. (in Russian).
- Krasnova T.S., Gertner I.F., Kolmakov Yu.V. Anisotropy of inner structure of the Barkhatnaya peak ultramafic massif (Kuznetsk Alatau) // Petrology of magmatic and metamorphic complexes. Issue 3. Vol. 1. Tomsk: TSU, 2002. P. 96-103 (in Russian).
- Nicolas A., Poirier J.P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. New York: Willey-Interscience, 1976. 444 p.
- Dugarova N.A., Tishin P.A., Gertner I.F., Krasnova T.S. Mineralogy and metabasites formation conditions from ophiolite association at northern slope of Kuznetsk Alatau // Litosfera. 2017. V. 17. N. 4. P. 97-109 (in Russian).
- Goncharenko A.I., Kuznetsov P.P., Simonov V.A., Chernyshov A.I. Ophiolitic association of the Kuznetsk Alatau (an example of Srednetersinskii massif) / Novosibirsk: Sciencem 1982, 105 p. (in Russian).
- Abad I., Gutierrez-Alonso G., Nieto F., Gertner I.F. et al. The structure and fhyllosilicates (chemistry, crystalinity and texture) of Talas Ala-Tau (Tien Shan, Kyrgyz epublic): comparasion with more recent subduction complexes // Tectonophysics. 2003. Vol. 365. P. 103-127.
- Gertner I.F., Vrublevskii V.V., Tishin P., Sazonov A., Zvyagina E., Kolmakov Yu.V. Neoproterozoic alkaline igneous rocks, carbonatites and gold deposits of the Yenisei ridge, Central Siberia: evidence of mantle plume activity and late collision shear tectonics associated with orogenic gold mineralization // Resource Geology. 2011. V. 61. N 4. P. 316–343.
- Kulkov A.S., Chernyshov A.I., Lychagin D.V., Tishin P.A Recrystallization features in olivine from dunites of the Tarlashkinsk ultramafic massif: new data from the EBSD analysis of rock-forming grains // Advanced Materials Research. 2014. V.1085. P. 319-323.

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ФУНДАМЕНТА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОЗНЕСЕНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)

Крук Н.Н.^{1,2}, Голозубов В.В.³, Крук Е.А.¹, Касаткин С.А.³

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск ² Новосибирский государственный исследовательский университет, г. Новосибирск ³ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В работе излагаются первые денные геохимического изучения кислых вулканитов фундамента южной части Вознесенского террейна (Южное Приморье). Показано, что по петрохимическому составу вулканические породы делятся на три серии: низко-, умеренно- и высококалиевую. Геохимические характеристики пород трех серий различны: от низкокалиевой к высококалиевой серии наблюдается обогащение пород крупноионными литофильными, высокозарядными и редкоземельными элементами, повышение дифференцированности спектров распределения РЗЭ, углубление европиевого минимума.

Наблюдаемые особенности позволяют предполагать, что формирование кислых магм происходило за счет неоднородного корового источника, включавшего в разных пропорциях метабазиты с островодужными геохимическими характеристиками и метаосадочные породы. Полученные данные хорошо коррелируют с результатми исследования раннепалеозойских гранитоидов Вознесенского террейна и свидетельствуют о вертикальной и латеральной неоднородности коры этого крупного блока.

THE FIRST DATA ON THE GEOCHEMISTRY OF VOLCANIC ROCKS OF THE BASEMENT OF THE SOUTHERN PART OF THE VOZNESENKA TERRANE (SOUTHERN PRIMORYE)

Kruk N.N., GolozubovV.V., Kruk E.A., Kasatkin S.A.

The paper presents the first geochemical data of silicic volcanics in the basement of the southern part of the Voznesenka terrane (South Primorie). According to the petrochemical composition, volcanic rocks are divided into three series: low-, medium- and high-potassium. Geochemical characteristics of these three series are different: from a low-potassium to a high-potassium series rocks are enriched of LILE, HFSE and REE, increasing the differentiation of the REE spectra.

The observed geochemical variation points to the formation of silicic magmas was due to an inhomogeneous crustal source, which included island-arc reated metabasites and meta-sedimentary rocks in various proportions. The obtained data correlate well with the results of the study of the Early Paleozoic granitoids of the Voznesenka terrane and confirms the vertical and lateral inhomogeneity of the crust of this large block.

В геологическом строении южной части Дальнего Востока России отчетливо обособляется два крупных разновозрастных тектонических ансамбля: мезозойский Сихотэ-Алинский орогенный пояс и Бурея-Ханкайский орогенный пояс (Геодинамика..., 2006) (Амурский супертеррейн по (Парфенов и др., 2003)), сложенный террейнами позднедокембрийского и раннепалеозойского возраста.

Ханкайский массив неоднороден. Он состоит из нескольких блоков различной природы. Его северную часть составляют метаморфические террейны (Матвеевский, Нахимовский и Кабаргинский). Центральную часть занимает Спасский террейн - фрагмент раннепалеозойской аккреционной призмы, в которой преобладают породы океанической литосферы (базальты, известняки и т.д.). Наиболее крупный Вознесенский террейн составляет южную часть Ханкайского массива. На современном уровне эрозионного среза в пределах этого блока обнажены преимущественно пермские и более молодые отложения чехла, общие для всех блоков Ханкайского массива. Допозднепалеозойский фундамент, представленный, преимущественно, кембрийскими отложениями, экспонирован фрагментарно в виде отдельных «эрозионных окон» среди более молодых толщ. По данным (Назаренко, Бажанов, 1987; Ханчук, 1993) известно три типа кембрийских разрезов, фациально сменяющих друг друга. В центральной, северной и западной частях Вознесенского террейна в составе этих толщ широко развиты известняки (часто битуминозные). В подчиненных количествах в разрезах присутствуют кварц-серицитовые и графитистые сланцы, алевролиты и песчаники, изредка встречаются линзы кремнистых пород. Существенно иной тип кембрийских разрезов характерен для южной части Вознесенского террейна. Реконструируемая мощность отложений фундамента, объединяемых в григорьевскую серию, здесь существенно выше, чем в других районах (3700-4500 м. в сравнении с 2300-2500 м. в северной и западной частях). Преобладающими породами являются песчаники и алевролиты (в основании толщи - красноцветные), переслаивающиеся с кварц-серицитовыми, серицит-гематитовыми, кварц-серицит-гематитовыми и графитистыми сланцами. Карбонатные породы (известняки и доломиты) составляют не более 15-20% мощности разреза. Характерной особенностью отложений этого типа является наличие в верхней части разреза пластов кислых и средних вулканитов (Назаренко, Бажанов, 1987, Государственная..., 2006; Геодинамика..., 2006).

Возраст вулканических толщ дискуссионен. В осадочных породах, перекрывающих вулканиты, присутствуют раннекембрийские археоциаты (Беляева, 1988; Государственная..., 2006), в то время как имеющиеся радиологические Rb-Sr датировки указывают на позднекембрийский возраст вулканитов (Назаренко, Бажанов, 1987). Это противоречия в совокупности с крайне низкой степенью обнаженности обусловили резкое различие точек зрения специалистов на природу и возраст вулканитов. Так в ходе крупномасштабных картосоставительских работ основные и средние вулканиты, слагающие изолированные выходы в окрестностях полуострова Муравьева-Амурского, были выделены в самостоятельное подразделение условно рифейского возраста (Мельников и др., 1991). При создании Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 последнего поколения эти изолированные вулканические ареалы были, напротив, исключены из состава фундамента и отнесены к раннепермскому чехлу (Государственная..., 2006).

Вопрос о природе вулканических толщ, проявленных в составе фундамента южной части Вознесенского террейна, специфики состава и возраста этих образований послужил отправной точкой нашего исследования. Его объектом стали проявления вулканических пород в северном обрамлении полуострова Муравьева – Амурского, обнаженные в виде небольших блоков в районе пос. Штыково и Суражевка, а также на западном берегу р. Артемовка в нижнем ее течении.

Изученные обнажения представлены фрагментами вулканических разрезов, сложенных дацитами и риолитами. В одном из обнажений (карьер южнее п. Суражевка) составе толщи установлены горизонты кислых туфов, единичные прослои андезибазальтов и секуще дайки плагиоклазовых порфиритов. Отложения интенсивно деформированы, залегание пород варьирует даже в пределах отдельных обнажений, что не дает возможности реконструировать структур толщи и определить положение изученных участков в ее разрезе.

В ходе проведенных исследований в районе п. Штыково был установлен факт прорывания кислых вулканитов мелкозернистыми биотит-амфиболовыми гранитами, аналогичными породам близлежащего Артемовского массива, имеющим возраст 481±6 млн лет (Крук и др., 2017 а,б). Таким образом, возраст вулканических толщ должен быть не моложе раннего ордовика, а точка зрения о принадлежности вулканических толщ к пермскому чехлу Ханкайского массива нуждается в пересмотре.

Петрографически дациты представляют собой светло-серые (иногда - зеленоватые) скуднопорфировые породы. Характерно наличие удлиненных вкрапленников плагиоклаза, редко – измененных темноцветных минералов (предположительно – амфибола). Основная масса пород микрозернистая. Характерно наличие зеленокаменных изменений в основной массе.

Риолиты отличаются от дацитов более светлой окраской и наличием большего количества вкрапленников. Видовой состав вкрапленников также более разнообразен: наряду с плагиоклазом и амфиболом обычны изометричные зерна кварца, разложенного биотита, в отдельных разностях встречается калишпат. Туфы – сиреневато - или зеленовато серые, литокристаллокластические, по набору минеральных фаз в обломках аналогичны риолитам.

Андезибазальты преимущественно афировые, либо содержат редкие порфировые вкрапленники пироксена. Основная масса скрытозернистая, в большинстве случаев интенсивно замещена вторичными минералами.

По химическому составу все изученные вулканические породы соответствуют образованиям нормального ряда. Андезибазальты представлены умереннокалиевыми (0.6-0.9 мас. % K₂O), (рис. 1а) низкотитанистыми (< 1 мас.% TiO₂) и низкофосфористыми (< 0.3 мас. % P₂O₅) разностями. Для них характерны умеренная глиноземистость (18-19 мас. % Al₂O₃), низкая магнезиальность (< 6 мас.% MgO при Mg# = 35-45) и умеренная известковистость (7.5-9 мас. % CaO). Редкоэлементный состав характеризуется умеренными концентрациями LILE, близкларковыми концентрациями Sr, слабо повышенными содержаниями Zr (до 150 г/т) при близкларковых концентрациях Y и Hf (18-20 и 3-4 г/т соответственно). Концентрации редкоземельных элементов слабо повышены в сравнении с кларком ($\sum P3 \ni -95-105$ г/т). Спектры их распределения асимметричные с (La/Yb)_N = 4.5-5 без аномалии по европию (рис. 2a). На мультиэлементных диаграммах фиксируются минимумы по Ta, Nb, (незначительный – по Ti), максимумы по Zr и Hf (рис. 2a). В целом геохимические характеристики андезибазальтов типичны для пород зрелых островных дуг и активных континентальных окраин.

Кремнекислые породы (дациты и риолиты) оказались гетерогенны по составу. Среди них выделяются три петрохимических серии (рис. 1а): риолитовая низкокалиевая, дацит-риолитовая умереннокалиевая и дацит-риолитовая высококалиевая. На диаграмме «альбит-анортит-ортоклаз» (рис. 1в) точки составов пород первой серии локализуются в поле трондьемитов, второй- в полях гранодиоритов и гранитов, третьей – адамеллитов и гранитов. Породы всех трех серий имеют высокую глиноземистость (рис. 1б). При этом низкокалиевые риолиты соответствуют фракционированным гранитоидам І-типа, в то время как породы умереннокалиевой серии и высококалиевые дациты – породам S-типа по (Chappel, White, 1992). Исключением является высококалиевый риолит: он слабо недосыщен глиноземом и за счет повышенных концентраций щелочей тяготеет к породам умеренно-щелочной серии (рис. 1б). Также для вулканитов всех ассоциаций характерна повышенная железистость. По соотношению Ti и Zr все дациты и риолиты отвечают породам нормального ряда (рис. 1г).

Редкоэлементный состав пород трех серий существенно различен (рис. 26, в). Риолиты низкокалиевой серии имеют минимальные концентрации крупноионных литофильных элементов (Cs – 0.1-0.2 г/т, Rb – 17-27 г/т, Ba – 200-300 г/т), низкие содержания Sr (80-120 г/т), относительно обогащены Zr (190-195 г/т) и Y (35-38 г/т) при низких содержаниях других высокозарядных, а также радиоактивных элементов (Hf \approx 5 г/т, Nb – 5-6 г/т, Ta – 0.2-0.3 г/т, Th – 2-3 г/т, U – 0.2-0.3 г/т). Содержания РЗЭ нижекларковые ($\sum P3$ Э = 100-105 г/т), спектры их распределения слабо асимметричные с (La/Yb) _N=2-2.1 и незначительным европиевым минимумом (рис. 2в).

Дациты и риолиты умереннокалиевой серии обогащены, в сравнении с предшествующими породами, всей гаммой несовместимых элементов. Концентрации крупноионных литофильных элементов них находятся на близкларковом уровне (Cs – 1-2 г/т, Rb – 80-100 г/т, Ba – 600-700 г/т). Содержания высокозарядных и радиоактивных элементов также повышены (Zr – 150-250 г/т, Nb – 8-11 г/т, Ta – 0.5-0.6 г/т, Hf – 6-7 г/т, Th – 6-7 г/т,U – 2-2.5 г/т). Аналогичным образом растут концентрации Sr (до 250-270 г/т). Содержания РЗЭ в сравнении с риолитами низкокалиевой серии выше (120-170 г/т), спектры их распределения более фракционированные ((La/Yb)_N=4.8-5.7), отрицательная аномалия по Ец выражена более отчетливо (рис. 2 б, в).

Максимальные концентрации несовместимых элементов (Cs – до 3 г/т, Rb – до 220 г/т, Ba – до 1000 г/т, Zr – до 315 г/т, Nb – до 14 г/т, Ta – до 1 г/т, Hf – до 8 г/т, Th – до 12 г/т, U – до 4 г/т) характерны для пород высококалиевой серии (рис. 26,в). Дациты и риолиты имеют вышекларковые концентрации P3Э (145-200 г/т), фракционированные спектры их распределения с (La/Yb)_N=7-8 в дацитах и 4.8 в риолитах. Последние, кроме того, характеризуются глубоким европиевым минимумом (рис. 2в). По уровню накопления типоморфных редких элементов породы высококалиевой серии соответствуют магматическим образованиям А-типа по (Whalen et al., 1987).



Рис. 1. Геохимические диаграммы для вулканических пород южной части Вознесенского террейна: $a - duaграмма «SiO_2-K_2O»$, границы полей – по (Gill, 1981); $6 - duaграмма «Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)-(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3»$ (молекулярные количества, (Maniar, Piccoli, 1989)); 6 - duaграмма «альбит-анорит-ортоклаз» (Barker, 1979); c - duaграмма «Zr/TiO2-SiO2 (Winchester, Floyd, 1977).

Разнообразие кислых вулканитов, присутствующих в составе кембрийского разреза фундамента южной части Вознесенского террейна на достаточно ограниченной территории, указывает на сложность механизмов их генерации и, вероятно, на многообразие их источников. Породы низкокалиевой серии по петрохимическим и редкоэлементным характеристикам соответствуют продуктам плавления островодужных известково-щелочных базальтов в условиях низких давлений. Синхронное обогащение пород крупноионными, высокозарядными и редкоземельными элементами, фиксируемое при переходе к умереннокалиевой и, особенно высококалиевой серии не может быть объяснено разной степенью дифференцированности расплава, либо участием в составе гранитоидов мантийного компонента (сосуществующие базальтоиды, как было показано выше, относительно обеднены калием несовместимыми элементами). Наиболее

логичным объяснением наблюдаемых вариаций является совместное плавление, по-меньшей мере, двух источников, один из которых представлен метабазальтами с островодужными геохимическими характеристиками, а другой – метаосадочными породами.

Предварительные выводы о неоднородности источников кислых вулканитов южной части Вознесенского террейна полностью соответствуют данным об источниках раннепалеозойских гранитоидов этого крупного блока (Крук и др., 2017а,б). Результаты наших предшествующих исследований показывают, что на большей части территории Вознесенского террейна формирование гранитоидов явилось следствием плавления пород существенно ювенильной континентальной коры при варьирующем вкладе мантийного источника. Коровые источники, участвовавшие в гранитообразовании, имели возраст не древнее неопротерозоя (средневзвешенным Nd модельный возраст – 0.9-0.95 млрд лет) и представлены, преимущественно, дифференцированными основными и средними вулканитами с островодужными характеристиками. Исключением из этого правила являются гранитоиды северной части полуострова Муравьева-Амурского и его обрамления. Для этих пород характерны более древние (1.1-1.3 млрд лет) модельные возраста, а геохимические характеристики (повышенная глиноземистость кремнекислых разностей, их относительное обогащение крупноионными литофильными элементами, Th и U) указывает на присутствие в источнике генерации первичных магм значительной доли метаосадочного материала.



Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для вулканических породфундамента южной части Вознесенского террейна. Спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита (Boyton, 1984), мультиэлементные диаграммы – по составу примитивной мантии (Taylor, McLennan, 1985).

Таким образом, вариации геохимических характеристик раннепалеозойских кислых вулканитов южной части Вознесенского террейна указывают на гетерогенность и вертикальную (а с учетом данных по гранитоидам - и латеральную) неоднородность коры этого блока. Более широкие, в сравнении с гранитоидами, вариации петрохимических и редкоэлементных характеристик вулканических пород обусловлены меньшими объемами магматизма и существенно более низкой степенью гомогенизации расплавов (взаимодействия магм, образованных за счет разных источников) в ходе их эволюции.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 16-05-00515) и Министерства образования и науки РФ (проект № 14.Y26.31.0018).

Список литературы

- 1. Беляева Т.В. Кембрий Востока СССР. М: Наука, 1988, 136 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (ред. А.И.Ханчук). Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006, 572 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 1 000 000, Ханкайская серия, листы L-52 (Пограничный), L-53 (оз. Ханка), К-52 (Владивосток), К-53 (Находка). СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2006.
- Крук Н.Н., Голозубов В.В., Руднев С.Н., Крук Е.А., Касаткин С.А., Гаврюшкина О.А. Палеозойский гранитоидный магматизм Южного Приморья: возрастные рубежи, геохимические типы, источники расплавов // Граниты и эволюция Земли: земная кора и мантия в гранитообразовании. Материалы III Международной конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017, С. 146-148.
- Крук Н.Н., Голозубов В.В., Киселев В.И., Крук Е.А., Руднев С.Н., Серов П.А., Касаткин С.А., Москаленко Е.Ю. Палеозойские гранитоиды южной части Вознесенского террейна (Южное Приморье): возраст, вещественный состав, источники расплавов и обстановки формирования // Тихоокеанская геология, в печати.
- Мельников Н.Г., МатияшА.А., Фанзов И.А. Геологическое строение и полезные ископаемые Владивостокского промышленного района. Отчет Владивостокского участка Полянской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1:50 000 Владивостокского промышленного района. Владивосток, ТГФ, 1991. 5 т.
- Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Препринт. Ч. 1. Стратиграфия. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987, 66 с.

- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадрач Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., НоклебергУ.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х.Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии //Тихоокеанская геология, 2003, Т. 22, № 6, С. 7-41.
- Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана. Автореферат дисс. д.г.-м.н. М: ГИН РАН, 1993, 31 с.
- Barker F. Trondhjemiets: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F. (Ed.), Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Amsterdam: Elsevier, 1979, P. 1-12.
- 11. Boynton W.V.Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam et al.: Elsevier, 1984, P. 63-114.
- Chappell B.W., White A.J.R.I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 1992, V. 83, P. 1–26.
- 13. Gill J.B. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Berlin: Springer-Verlag, 1981, 389 p.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geological Society of America Bulletin, 1989, V.101, P.635-643.
- 15. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell, 1985, 312 p.
- Whalen J.B, Currie K.L, Chappell B.W.A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contributions to Mineralalogy& Petrology, 1987, V. 95, P. 407-419.
- Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements //Chemical Geology, 1977, V. 20, P. 325-343.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ КАРБОНАТНОГО MG-FE МЕТАСОМАТОЗА В ТИПОВОМ РАЗРЕЗЕ РИФЕЯ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ЮЖНОГО УРАЛА)

Крупенин М.Т.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Рассмотрен состав Mq-Fe карбонатных метасоматитов в известняках суранской свиты типового разреза нижнего рифея (западный склон Южного Урала, в южной части Башкирского мегантиклинория, Авзянский рудный район. Метасоматиты представлены залежами железистого магнезита (Исмакаевское месторождение) и штоками брейнерита в золоторудном проявлении Богряшка. Метасоматическая зональность представлена рядом известняк – доломит – магнезит или известняк – доломит – брейнерит. Железистый магнезит Исмакаево содержит до 5 мас. % FeO. В брейнерите по данным расчётного дифрактометрического метода насыщенность железом достигает 20 мас. % FeO (30 мас. % FeCO.), что подтверждается данными микрозондового анализа (6.29–24.95 мас. % FeO или 10–40 мас. % FeCO.). Широкий диапазон значений указывает на неравновесный характер процесса магнезиально-железистого метасоматоза. Развитие брейнерита происходит непосредственно по доломиту без заметного образования анкерита как промежуточного члена метасоматической колонки. Микротермо- и криометрия двухфазных флюидных включений показывает, что метасоматический флюид представлял собой рассол хлоридов Са, Na, Мg с небольшой примесью Fe. Для магнезита вариации солёности 20–26 % экв. NaCl , в брейнеритах - от 10 до 15 % экв. NaCl, средние температуры гомогенизации флюидных включений варьируют в интервале соответственно 200–240°С и 140–190°С. В метасоматитах выявлено три типа распределения редкоземельных элементов: доломитовый, магнезитовый и промежуточный, характеризующихся разным соотношением легких, средних и тяжёлых лантаноидов в зависимости от положения в метасоматической колонке. Слабые положительные значения цериевой и европиевой аномалий в большинстве рассмотренных групп метасоматитов предполагают резко восстановительный характер флюидов. Геохимические данные совместно с анализом геологического строения и развития района позволяют связывать магнезиально-железистый метасоматоз в карбонатных породах суранской свиты с процессами ремобилизации захоронённых в отложениях нижнего рифея эвапоритовых рассолов. Интенсивное взаимодействие рассолов с осадочными и вулканогенными породами в тектонически активной зоне машакского рифтогенного грабена привело к обогащению их различными лигандами, повышению основности и более активному гидротермальному переотложению в метасоматических продуктах лантаноидов средней и тяжелой группы. Метасоматические флюиды явились результатом эволюции захоронённых эвапоритовых рассолов в сланцевом резервуаре с изменением состава с высокомагнезиального на железисто-магнезиальный. Согласно данным физико-химического численного моделирования, в режиме остывания флюида, произошло образование наиболее железистого магнезита (брейнерита) в тыловой зоне, примыкающей к сланцевому источнику рассола (район проявления Богряшка) и Fe-магнезита (Исмакаево) при миграции флюида через карбонатную толщу.

PHYSICOCHEMICAL PARAMETERS OF CARBONATE MG-FE METASOMATISM IN THE TYPICAL RIPHEAN SEQUENCE (WESTERN SLOPE OF THE SOUTHERN URALS)

Krupenin M.T.

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg

The composition of Mg-Fe carbonate metasomatites in the limestones of the Suran Formation of the typical Lower Riphean section (the western slope of the Southern Urals, in the southern part of the Bashkirian meganticlinorium, the Avzyan ore region) is considered. Metasomatic zoning is represented by a number of limestone - dolomite - magnesite or limestone - dolomite - breinerite. The Femagnesite of Ismakayevo contains up to 5 wt. % FeO. In the breinerite, according to the calculated diffractometric method, the iron saturation reaches 20 wt. % FeO (30 wt.% FeCO_), which is confirmed by microprobe analysis (6.29 - 24.95 wt% FeO or 10-40 wt. % FeCO.). A wide range of values indicates a disequilibrium character of the process of magnesian-ferruginous metasomatism. The development of breinerite occurs directly instead the dolomite without noticeable formation of ankerite as an intermediate member of the metasomatic column. The two-phase fluid inclusions microanalysis shows that the metasomatic fluid was a brine of Ca, Na, Ma chlorides with a small admixture of Fe. The magnesites salinity varies 20-26% eq. NaCl, in breinerites - from 10 to 15% eq. NaCl, the average homogenization temperatures of fluid inclusions vary in the range of 200-240° C and 140-190° C, respectively. In metasomatites, three types of distribution of rare-earth elements have been identified: dolomite, magnesite and intermediate, characterized by a different ratio of light, medium and heavy lanthanides, depending on the position in the metasomatic column. Weak positive values of cerium and europium anomalies in the majority of the examined metasomatic groups suggest a sharply reducing nature of the fluids. Geochemical data together with the analysis of the geological structure and development of the region make it possible to associate magnesian-ferruginous metasomatism in the carbonate rocks of the Suran suite with the processes of remobilization of evaporite brines buried in the Lower Riphean sequence. Intensive interaction of brines with sedimentary and volcanogenic rocks in the tectonically active zone of the Mashak riftogenic graben resulted in their enrichment with various ligands, increase in basicity and more active hydrothermal redeposition of the lanthanides of the middle and heavy groups in the metasomatic products. Metasomatic fluids were the result of the evolution of buried evaporite brines in a shale reservoir with a change in the composition from high magnesian to ironmagnesian. According to the data of physicochemical numerical simulation, in the regime of fluid cooling, the most ferrous magnesite (breinerite) was formed in the rear zone adjacent to the shale source of the brine (the area of the Bogryashka occurrence) and Femagnesite (Ismakaevo) during fluid migration through the carbonate stratum.
Mg-Fe метасоматиты широко развиты среди известняковых толш типовой последовательности отложений нижнего и среднего рифея, приуроченных к Башкирскому мегантиклинорию на Южном Урале. К группе магнезиальных метасоматитов относятся доломиты и магнезиты. Mg-Fe метасоматические карбонаты образовались позже магнезитов, и содержат несколько разновидностей: в доломитовом ряду Fe-доломиты и анкериты, в ряду непрерывного изоморфного замещения железом между магнезитом и сидеритом наблюдаются Fe-магнезиты, брейнериты, мезититы, сидероплезиты. В Авзянском рудном районе к суранской свите нижнего рифея, содержащей пачки известняков в миньякской подсвите, известны различные типы магнезиально-железистых метасоматитов. широко представленных доломитами, а также Fe-магнезитами крупного Исмакаевского месторождения и брейнеритами золоторудного проявлении Богряшка. Детальное геолого-геохимическое изучение этих объектов позволило расшифровать физико-химические условия их формирования и сделать попытку объяснения причин различия минерального состава метасоматитов. Следует отметить, что в данных отложениях отсутствуют как масштабные залежи анкеритов, широко развитые в других частях мегантиклинория (преимущественно в отложениях среднего рифея), так и сидероплезиты, крупнейшие месторождения которых (Бакальские), расположены в северных районах. Таким образом, в пределах одной геологической структуры и на одном стратиграфическом уровне на разных участках в известняках миньякской подсвиты развиты метасоматические доломиты, Fe-магнезиты и брейнериты.

Выходы первично известняковой миньякской подсвиты суранской свиты нижнего рифея протягиваются в виде субмеридиональной полосы в западной части Ямантауского антиклинория и пространственно совпадают с долиной р. Б. Авзян. В зонах интенсивной доломитизации известняки вмещают несколько рудных объектов. В 10 км к северу от пос. Верх. Авзян, в месте впадения ручья Богряшки в р. Б. Авзян, бурением выявлена мощная зона брейнеритовых метасоматитов, к которым приурочено золоторудное проявление. Ещё в 10 км к северу, в районе д. Исмакаево, к миньякской подсвите приурочено крупное Исмакаевское месторождение с запасами до 100 млн т кристаллических магнезитов. В 22 км к северу от д. Исмакаево в этой же полосе развития доломитов миньякской подсвиты суранской свиты известно Суранское флюоритовое месторождение и несколько точек флюоритовой минерализации во вмещающих доломитах, образующих субмерилиональную зону в десятки км (Krupenin et al. 2016). С востока на отложения нижнего рифея надвинуты вулканогенно-терригенные образования машакского рифтогенного комплекса, сформированного в начале среднего рифея.

В Исмакаевском магнезитовом месторождении магнезиты формируют сложную залежь общей мощностью до 400 м, состоящую из сближенных пластообразных тел, вытянутых согласно слоистости вмещающих доломитов и разделённых пропластками глинистых доломитов и глинистых сланцев (Главнейшие магнезитовые ..., 1993). В нижней части магнезитовой залежи расположен силл габбро-диабазов, прослеженный по всей западной части месторождения, повторяющий с магнезитовой залежью все пликативные структуры и превращённый в «зеленокаменные породы». Магнезиты имеют метасоматические контакты, пересекающие реликтовую слоистость вмещающих метасоматических доломитов. В доломитах, на первых метрах экзоконтакта, развита вкрапленность кристаллов магнезита размером до несколько миллиметров. На расстоянии до 500 м по простиранию толщи доломиты имеют метасоматический, секущий слоистость контакт с вмещающими известняками суранской свиты нижнего рифея (Крупенин, Кольцов, 2017). Метасоматическая

колонка, с учетом состава примесных минералов в карбонатных породах выглядит следующим образом: магнезит («льдистый» кварц, Мд-хлорит и небольшое количество альбита) - доломит+магнезит (мусковит, Мд-хлорит) - доломит (мусковит, Mg-Fe-хлорит) - доломитизированный известняк - известняк (аллотигенный кварц, калиевый полевой шпат и гидрослюда). По мере развития метасоматоза наблюдается замещение калиевого полевого шпата мусковитом в доломите, а затем мусковита Mg-хлоритом в магнезите. Магнезит среднекристаллический, размер изометричных зёрен 1-5 мм, редко наблюдаются вытянутые (стрельчатые) кристаллы до 20-30 мм. Характерной особенностью данного месторождения является повышенное содержание «льдистого» кварца (до 10%) в магнезитах в виде гнёзд неправильной формы размером до первых дециметров (тонкокристаллический серый) и секущих прожилков (крупнокристаллический молочно-белый).

В золоторудном проявлении Богряшка Fe-Mg метасоматиты образуют штокоподобную зону мощностью около 70 м, прослеженную до глубины 313 м и по простиранию на 400 м (Нечаев, 1982). Они представлены преимущественно магнезитами и брейнеритами, которые содержат более позднюю золотосодержащую гнездово-прожилковую сульфидную минерализацию (Мичурин, Шарипова, 2015). Штокообразные тела карбонатных метасоматитов встречаются на пересечении разрывных нарушений субширотного и северо-западного простирания. Магматические образования в пределах площади рудопроявления представлены серией даек роговообманковых диабазов, габбро-диабазов среднерифейского лапыштинского комплекса. Дайки мощностью до 5 м развиты вдоль разрывных нарушений северо-восточного простирания, интенсивно метаморфизованы и иногда нацело превращены в карбонат-серицит-хлоритовые породы. Метасоматиты имеют полиминеральный состав с переменным содержанием Fe-магнезита (брейнерита от 10 до 93%) и доломита (от 2 до 90%), а также варьирующим, иногда значительным количеством примеси пирита (до 20%), кварца (до 10%), мусковита (до 4%) и редко хлорита. Какой-либо определённой зависимости в распределении брейнерита и доломита выявить не удалось. Брейнериты состоят из густой вкрапленности или сплошного агрегата зерен ромбоэдрического облика размером до 1.5 мм зеленовато-серого с бурым оттенком цвета и сильным стеклянным блеском на фоне тонко-мелкокристаллических серых вмещающих доломитов миньякской подсвиты суранской свиты и подобны гранобластовым среднезернистым Fe-магнезитам Исмакаевского месторождения.

В Исмакаевском месторождении железистые магнезиты имеют содержание FeO в пределах 2.38-5.62%, в доломитах варьируют в пределах 0.99-1.7 %. Концентрации SiO, варьируют в магнезитах 1-10%, в доломитах – от 1 до 5% при концентрациях Al₂O₃ во всех метасоматитах в среднем на уровне 0.5%, что подтверждает относительную чистоту карбонатного протолита от терригенной примеси. Магнезиты имеют пониженный уровень концентраций почти всех микроэлементов, в том числе РЗЭ по сравнению с известняками и даже доломитами. В магнезитах по сравнению с доломитами наблюдается вынос легких РЗЭ, кроме того, для них, как и околорудных доломитов месторождения характерна положительная аномалия европия. Для удалённых доломитов распределение лантаноидов типичное для кальций содержащих карбонатов с постепенным снижением концентраций от легких к тяжелым РЗЭ (рис. 1 а). Околорудные доломиты с повышенным MgO/CaO имеют сумму РЗЭ несколько раз превышающую этот параметр для магнезитов и резкое обогащение лантаноидами средней группы, что приводит к «крышеобразной» форме распределения (рис. 1 б).



Рис. 1. Хондрит-нормированное распределение РЗЭ из района Исмакаевского магнезитового месторождения: а – в известняках (залитые значки) и вмещающих метасоматических доломитах суранской свиты; б – в околорудных доломитах (залитые значки) и магнезитах.



Рис. 2. Хондрит-нормированное распределение РЗЭ карбонатных метасоматитов из района рудопроявления Богряшка: a – в доломитах (А-13478), Fe-магнезитах (А-13479) и брейнеритах (доломитовый и магнезитовый типы); б – в брейнеритах (третий тип).

В проявлении Богряшка состав карбонатных метасоматитов соответствует брейнериту, члену изоморфного ряда магнезит-сидерит, в котором содержание FeCO₂ может достигать 30 и более мол. %. В валовых пробах брейнерита по сравнению с вмещающими доломитами резко увеличивается содержание FeO (6.91-12.24 мас. %) при высоком содержании MgO (33.45-37.1 мас. %) и незначительном CaO (0.28-2.0 мас. %) (Krupenin et al., 2016). Некоторые метасоматиты по химическому составу близки к Fe-магнезитам Исмакаевского месторождения с обогащением кремнеземом при низком содержании глинозема и сравнительно высоком содержании железа (FeO составляет 3.93-6.91 мас. %). В отличие от Исмакаевских магнезитов брейнериты проявления Богряшка содержат повышенные концентрации пирита нескольких генераций, что затрудняет определение содержаний изоморфного железа. Наиболее распространена изотопно-тяжелая генерация пирита (среднее значение δ^{34} S составляет 16.1‰, n=25) (Мичурин, Шарипова, 2015), что предполагает эвапоритовую природу серы в осадочных породах суранской свиты. В интегральном составе 12 изученных проб брейнерита содержится от 8 до 30 мол. % FeCO3. Расчёт содержаний изоморфного железа в брейнерита выполнен по дифрактометрическим данным значений межплоскостного расстояния d₁₀₄ для 3-го его порядка d_{3.0.12} (Rozenberg, 1963). По данным микроанализа в составе метасоматитов установлены Fe-доломит и брейнерит. Ферродоломит представлен агрегатами сложной формы размером до сотен мкм, брейнерит образует ромбовидные кристаллы такого же размера, часто для него характерно зональное строение со ступенчатым нарастанием содержания железа по зонам. Анкерит диагностирован только в одном случае на границе Fe-доломита и брейнерита и не является характерным контактовым минералом. Вариации сидеритового минала в доломите составляют от 4.13 до 7.95 мол. %, в анкерите содержание FeCO₃ колеблется от 15.22 до 18.72 мол. %, а в брейнерите - от 10.13 до 40.23 мол. %. В то же время средние значения концентрации FeCO, в изученных пробах составляют около 30 мол. %.

Распределение микроэлементов магнезиально-железистых метасоматитов рудопроявления Богряшка (ИСП-МС на 50 элементов, ИГГ УрО РАН) не показали каких-либо аномальных содержаний, за исключением единичных высоких концентраций мышьяка, сурьмы и свинца, связанных, скорее всего с золотосульфидной минерализацией. Это подтверждается наличием значимых корреляций между элементами группы железа (Fe, Co, Ni) и халькофильными (Cu, Zn, Pb, Bi, Tl, Cd, Ag, Sb, Ba), отражающими их повышенные концентрации в широко представленном в метасоматитах пирите. Кроме того, устанавливается существенная корреляция тория с легкими лантаноидами (La, Ce, Pr, Nd), связанная, как показало детальное микрозондирование (Cameca SX 100, ИГГ УрО РАН), с акцессорной вкрапленностью монацита. Распределение РЗЭ в карбонатных метасоматитах рудопроявления Богряшка показывает достаточно сложную картину (Krupenin et al., 2016). Выделены три подтипа спектров хондрит-нормированных лантаноидов: (1) распределение, подобное для Са-содержащих минералов, в частности вмещающих доломитов, удалённых от брейнеритов (рис. 2 а); (2) подобное для магнезитов Исмакаевского месторождения с трендом La<Lu; (3) подобное для околорудных доломитов Исмакаевского месторождения с «крышеобразным» распределением в области лантаноидов среднего состава (рис. 2 б).

О составе флюидов свидетельствуют данные микрокриои термометрии, полученные в ИГГ УрО РАН на термокриостолике LinkamTHMSC-600. Для магнезитов Исмакаево флюидные включения имеют среднее значение солёности 23.6 (вариации 20.7–25.8) вес. % NaCl экв. В солевом составе включений, судя по температурам эвтектики ($-50.8...-56.2^{\circ}$ С), можно предполагать присутствие CaCl₂ + NaCl, с существенной примесью MgCl₂ (температура образования указанных эвтектик составляет, соответственно –55° С и –52°С (Борисенко, 1977). Учитывая многокомпонентность рассольной системы флюида и проявление масштабного магнезиального метасоматоза, предполагается, что преобладающим компонентом флюида был хлорид магния. Температуры гомогенизации двухфазных включений укладываются в интервал температур 184–279°С при среднем значении 224° С.

В 4 пробах брейнеритов Богряшки получены сходные результаты состава флюидных включений, указывающие на минералообразование в условиях низкотемпературного (диапазон установленных температур 140-227°С) гидротермального метасоматоза. Большинство включений приурочено к зонам роста и не связано с трещинами, что позволяет рассматривать их как первично-вторичные, то есть связанные с процессом кристаллизации брейнерита. Температуры начала плавления льда (эвтектики) находятся в узком интервале -52 ... -55°С для всех флюидных включений. Степень наполненности газом двухфазных включений колеблется от 10 до 30 об. %. Среди проб можно выделить относительно слабосоленые (среднее 10-11% NaCl экв., вариации 9-13) и относительно соленые (среднее 14.5-15.2% NaCl экв., вариации 13.3-17.6). Вместе с тем, по температуре гомогенизации между пробами нет существенных различий, для всех включений характерен примерно преобладающий диапазон значений 144-192°С. Данные по средним значениям солености и температур гомогенизации изученных 4 проб позволяет предположить, что эти параметры находятся в обратной зависимости от содержания FeO брейнеритов, то есть метасоматиты с максимальным содержанием железа имеют как пониженную соленость включений, как и пониженные температуры их образования.

Изучение Mg-Fe карбонатных метасоматитов в суранской свите в Авзянском районе, показало, что источником для флюида были захоронённые эвапоритовые рассолы (Крупенин, Гараева, 2015), вероятным источником которых могли толщи, подобные перекрывающей миньякскую подсвиту мергельно-глинистым породам бердагуловской подсвиты суранской свиты, содержащей ряд признаков эвапоритовой седиментации (Мичурин и др., 2009). Метаморфизм этих погребённых рассолов за геологические промежутки времени привел к их обогащению железом в результате длительного взаимодействия со сланцевым резервуаром, что подтверждается высокой величиной ⁸⁷Sr/86Sr в метасоматитах относительно вмещающих известняков. Изучение распределения лантаноидов как в околорудных доломитах и магнезитах Исмакаево, так и брейнеритах Богряшки (Krupenin et al., 2016) также предполагает длительную историю формирования Mg-Fe-содержащего рассольного флюида в бассейне породообразования. Изотопно-геохронологические данные указывают на формирование Fe-магнезитов Исмакаево в конце среднего рифея, на уровне 1250 млн лет (Крупенин и др., 2016), вероятно, в процессе крупного этапа тектоно-термальной активизации в регионе, с которым в рыфейских отложениях Башкирского мегантиклинория связывается также формирование седиметационно-эксгаляционных барит-полиметаллических проявлений и месторождений в отложениях авзянской свиты, а также Суранского селлаит-флюоритового месторождения в суранской свите. Флюориты последнего обладают значительным геохимическим сходством по распределению лантаноидов с карбонатными метасоматитами Исмакаево и Богряшки, судя по наличию положительной аномалии Еu, а также повышенному содержанию РЗЭ средней и тяжёлой групп (Krupenin et al., 2016). Подобное фракционирование РЗЭ может проявляться при обогащении флюида различными лигандами (H₂O, F, Cl) и повышении основности флюидов, при котором гидротермальному переотложению более активно подвергаются лантаноиды средней и тяжелой группы. В длительно функционирующих гидротермальных системах, испытавших интенсивное взаимодействие с вмещающими породами и испытавших эволюцию состава, первоначально ионные растворы с высокой кислотностью преобразуются во флюиды с более основными свойствами. Такие флюиды часто возникают в процессе ремобилизации и приводят к увеличению роли тяжелых лантаноидов в составе метасоматических продуктов (Bau, Moeller, 1992). Следует отметить, что данные Sr-Nd систематики магнезитов Исмакаево подтверждают коровый состав флюидов, ответственных за метасоматические преобразования пород (значения эпсилон Nd₍₁₂₅₀₎ составляют в магнезитах от -11,3 до -9,0, что даже ниже, чем значения эпсилон Nd₍₁₅₅₀₎ во вмещающих известняках миньякской подсвиты -6,4), что предполагает длительное и интенсивное взаимодействие флюидов с породами рифейского разреза (Крупенин и др., 2016).

Выполнение численного физико-химического моделирования методом многоволнового проточного ступенчатого реактора, реализованного в программном комплексе HCh для типовых месторождений магнезита Южно-Уральской провинции позволило выявить необходимые условия для масштабной метасоматической кристаллизации магнезита (Крупенин, Кольцов, 2017). Основным условием замещения доломита магнезитом является нагревание растворов морского происхождения с высоким отношением Mg/Ca до T = 200-250 °C, приводящее к смещению равновесия Dol + Mg²⁺ = 2 Mgs + Ca²⁺ вправо. Однако, существование двух подтипов магнезитовых месторождений (маложелезистых магнезитов «саткинского» и железистых магнезитов «исмакаевского») предполагает различие конкретных условий подготовки флюида и самой метасоматической кристаллизации. Эффективному образованию магнезита способствует участие именно эвапоритового раствора с более высоким отношением Mg/Ca по сравнению с морской водой, так как в этом случае замещение доломита магнезитом происходит уже при флюид/порода около 30-40. Предполагается существование двух типов флюида: метаморфизованного эвапоритового рассола, полученного после взаимодействия с доломитом («доломитовый раствор») или в результате взаимодействия со сланцевыми толщами с повышенным содержанием железа («сланцевый раствор»). В обоих случаях в систему добавлен метан для создания восстановительной среды и удаления из продуктов реакций ангидрита.

Проявление Богряшка расположено в 10 км южнее Исмакаевского месторождения, в пределах той же миньякской карбонатной подсвиты. Формирование мощной залежи Fe-магнезитов Исмакаевского месторождения согласно данным физико-химического моделирования наиболее соответствует условиям внедрения в известняковый протолит «сланцевого раствора» (Крупенин, Кольцов, 2017). В результате метасоматической флюидной миграции в известняковой толще во фронтальной зоне формируется мощная зона доломитизации, затем железистый магнезит, который может формироваться как в процессе нагрева, так и в начале остывания флюида. Образование брейнеритов с содержанием сидеритового минала до 30 мол. % и более, согласно физико-химической модели формирования магнезитов в режиме остывания («сланцевый раствор», может быть рассмотрено как результат поступления рассола в карбонатную толщу (тыловую зону метасоматоза, прилегающую к сланцевому резервуару). В тыловой зоне, примыкающей к сланцевому источнику рассола, которой, как мы предполагаем, соответствует район проявления Богряшка, произошло образование наиболее железистого магнезита и брейнерита. Данные физико-химического численного моделирования показали, что в режиме остывания флюида из сланцевого источника «в магнезитовой зоне железистость магнезита возрастает до нескольких мол. %, а в ее тыловой части, прилегающей к источнику, - до 50 мол. %.» (Крупенин, Кольцов, 2017, стр. 34). Метасоматоз проходил в низкотемпературных гидротермальных условиях, соответствующих в среднем 220°С для Исмакаево и 140-190°С для проявления Богряшка. Таким образом, хорошо объясняется высокое содержание железа в брейнеритах этого проявления, что согласуется с модельными расчетами. Это подчеркивает жизнеспособность и прогностическое значение разрабатываемой модели образования магнезита, в частности, исмакаевского подтипа.

Список литературы

- Главнейшие магнезитовые месторождения / Л.П. Урасина, Т.А. Другалева, П.П. Смолин. М.: Наука, 1993. 157 с.
- Крупенин М.Т., Гараева А.А. Источники флюидов для метасоматических магнезитов Исмакаевского месторождения Южно-Уральской провинции (термокриометрия флюидных включений) // Литосфера, 2015, № 2. С. 133-139.
- Крупенин М.Т., Кольцов А.Б. Геологическое строение, состав и физико-химическая модель формирования месторождений кристаллического магнезита Южного Урала // Геология рудных месторождений, 2017, том 59, № 1. С. 17–40.
- Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В. Сравнительная Sr-Nd систематика и распределение РЗЭ в типовых магнезитовых месторождениях нижнего рифея Южно-Уральской провинции. Литосфера. 2016, № 5. С. 58-80.
- Нечаев В.П. Особенности гидротермально-метасоматического процесса на некоторых золоторудных проявлениях западного склона Южного Урала // Вопросы минералогии, геохимии и генезиса полезных ископаемых Южного Урала. – Уфа: БФАН СССР, 1982. С. 52–56.
- Мичурин С.В., Ковалев С.Г., Горожанин В.М. Генезис сульфатов и сульфидов в нижнерифейских отложениях Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклинория. Уфа: ООО ДизайнПолиграфСервис, 2009. 192 с.
- Мичурин С.В., Шарипова А.А. Изотопно-геохимические особенности рудопроявления золота Богряшка (Южный Урал) // Геологический сборник № 12. ИГ УНЦ РАН. 2015. С. 144-158.
- Bau M., Moeller P. Rare-earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite // Mineralogy Petrology, 1992. Vol. 45. P. 231-246.
- 9. Krupenin M. T., Michurin S. V., Sharipova A. A., Gulyaeva T. Ya., Petrishcheva V. G.
- Mineralogical and Geochemical Features of Magnesia-Ferruginous Carbonates of the Avzyan Ore Region of the Southern Ural in Connection With Metasomathosis Regularities // News of the Ural State Mining University. 2017, № 2. 34-42.
- Rosenberg P.E. Synthetic solid solutions in the systems MgCO3-FeCO3 and MnCO3-FeCO3 // American Mineralogist, 1963. Vol. 48. № 11-12. P. 1396-1400.

ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ БАЗАЛЬТОВ ОСТРОВА ТЕНЕРИФЕ

Крылова В.А., Гертнер И.Ф.

Томский национальный исследовательский государственный университет (ТГУ) krylova.vera1994@yandex.ru; labspm@ggf.tsu.ru

Статья посвящена изучению осадочных отложений на склонах вулкана Тейде и петрографии вулканитов острова Тенерифе Канарского архипелага (Испания). Приводиться описание отложений, представленных на территории острова, и анализ особенностей вещественного состава горных пород.

Введение

Остров Тенерифе – является одним из самых крупных островов Канарского архипелага, принадлежащего Испании и находящегося в Атлантическом океане. Площадь острова составляет 2058км². Высота его главного вулкана Тейде составляет 3718 м над уровнем океана.

Название острова происходит от слов «tene» (гора) и «ife» (белый). Так называли местные жители племени Гуанчо этот остров, так как на вершине вулкана Тейде в зимнее время лежал снег. При объединении этих двух добавилась буква «р» и получилось современное название – Тенерифе [1]. Вулкан Тейде и сам архипелаг обладает еще рядом особенностей. Это самая высокая точка Испании. С учетом основания вулкана под океаном его высота составляет около 6000 метров (рис.1).

Геологическая история данного острова и архипелага, в целом, является уникальным предметом исследования для многих ученных. Например, только в истории человечества зафиксировано два извержения собственно вулкана Тейде. Тектоническая позиция Канарских островов отвечает классической схеме проявления внутриплитного магматизма в условиях формирования современного океана и характеризуется широким спектром магматических пород, включая толеитовые и субщелочные базальты, тефриты, фонолиты и ксенолиты ультрамафитов. В данной работе рассматриваются только некоторые аспекты геологического строения вулкана Тейде и особенности химического и петрографического состава главных разновидностей горных пород данного геологического объекта.

Осадочные отложения на склонах вулкана Тейде

Осадочные отложения на острове представлены продуктами выветривания вулканитов. Одной из достопримечательностей этого курорта является черный песок, представляющий собой результат перемывания базальтовых потоков в зонах прилива и отлива. Непосредственно в кальдере Лас Каньядес наблюдаются продукты эоловой эрозии с образованием причудливых форм обнажений и элювиально-делювиальных осадков. Частично они имеют черты озерных отложений, т.к. в весеннее время за счет таяния снегов на пике Тейде, кальдера заполняется водой. При строительстве магистральной дороги на западном склоне вулкана была вскрыта зона химического выветривания вулканических отложений, названная «слоистым пирогом» (рис. 2).



Рис. 1. Внешний вид вулкана Тейде на сегодняшний день [фото Гертнера И.Ф.].



Рис. 2. Обнажение вдоль дороги на западном склоне вулкана Тейде, вскрывающее продукты химического выветривания вулканических потоков [фото Гертнера И.Ф.].

Её строение обусловлено практически горизонтальным залеганием слоев, окрашенных в темно-серые и светло-светлые цвета с зеленоватым, голубоватым, желтоватым или розоватым оттенками. Причудливое чередование разноцветных слоев позволило строителям назвать это обнажение «слоеный пирог». Породы в данном обнажении представлены тонкозернистым алевро-глинистым материалом [2]. Различная окраска тонких слоев объясняется вариациями условиями преобразования и особенностями химического состава продуктов вулканических извержений, в частности обогащенностью теми или иными газами и результатами фумарольной деятельности. Следует отметить, что ширина данного обнажения составляет лишь несколько сотен метров и в геоморфологическом плане приурочена к межгорному урочищу, образованному в результате «выпахивания» вулканическим потоком при извержении Тейде в 1706 году [3]. Подобного типа обнажение, но с менее эффектным разнообразием цветовой гаммы, есть и на побережье в районе города Гарачико. Учитывая, что на этом склоне периодически формируется озеро в кальдере Лас Каньядес, можно предположить, что данные породы имеют смешанное происхождение, т.е. могут представлять собой аллювиальные отложения локально возникающего водного потока. Одним из доводов в пользу такой точки зрения выступает другой тип сцементированных валунных отложений, выходы которых наблюдаются буквально в 200 метрах южнее в этой же бухте (рис.3).

Данный осадочный комплекс, скорее всего, образовался за счет перемыва делювия коренных обнажений в прибрежной зоне с последующей цементацией глинистым материалом из соседней зоны выветривания. Вероятно, это происходило на фоне общего поднятия острова. Прочность цементации таких отложений не высока, поэтому в наиболее людных местах их выходы укреплены металлической сеткой.

Петрографическое описание базальтов острова Тенерифе

В распоряжении автора было небольшое количество образцов отвечающих наиболее распространенной фации извержений острова Тенерифе, а именно, базальтам. Среди них были выделены следующие основные разновидности, отражающие различную степень кристаллизации и вероятные условия формирования.

Для петрографического описания образцов было использовано пособие [4,5,6,7] в качестве определения оптических констант исследуемых минералов.

Оливиновый базальт - порода тёмно-серого цвета, скрытокристаллическая, плотная с многочисленными миндалями и выраженными порами. В порах отмечаются фрагменты органических остатков. Под микроскопом устанавливается порфировая структура и вкрапленная однородная текстура. Вкрапленники представлены оливином и авгитом (с размерами зерен в среднем: по длине 1-4мм, ширине 0,5-1,5мм). Основная масса имеет пилотакситовую структуру состоящую из микролитов оливина, плагиоклаза, авгита и магнетита. Минеральный состав: оливин – 70%, авгит – 5%, плагиоклаз – 15%, магнетит – 10%. Оливин – представлен в основном в виде вкрапленников. Вкрапленники имеют удлиненную, изометричную форму зерен. При одном николе бесцветен с высоким рельефом и слабо выраженной спайностью под углом 90°. В скрещенных николях имеет яркие цвета интерференции: показатель двупреломления Ng-Np = 0.34, угол погасание с:Ng = 0°. Также оливин наблюдается в виде микролитов. В данном образце наблюдаются зерна в виде «окошечек», где зерно оливина и внутри него основная масса, это говорит о том, что произошла быстрая кристаллизация. Авгит - представлен во вкрапленниках угловатыми, ромбовидными, шестиугольными зернами с размерами в среднем: по длине до 2,5мм и по ширине до 1мм. В скрещенных николях наблюдается слабо зеленоватая окраска с оттенком серого, показатель преломления Ng-Np = 0.25 с углом погасания с:Ng = 42°. В одном николе - бесцветен. Характерно погасание в виде фигуры песочных часов, что позволяет нам называть его авгитом. Плагиоклаз - представлен мелкими удлиненными зернами с размерами в среднем: длиной 1-5мм. и шириной до 0,5мм. В одном николе – бесцветен. В скрещенных николях имеет тёмно-серые цвета интерференции с показателем преломления Ng-Np = 0,007. Характерны полисинтетические двойники. Для определения номера плагиоклаза, были проделаны более пяти замеров разных зерен. В результате был определен андезин с номером 37. Магнетит - наблюдается в виде мелкой выраженной сыпи, изотропен.

Схожей с этой породой образцы №2, №4 и №6, но есть небольшие отличия. В образце № 2 порода плотная с менее выраженной пористостью, а образец № 4 по плотности и пористости соответствует образцу №2 и имеет два отличия от образца №1. Здесь оливин имеет более округлые зерна, а авгит зеленую окраску, в образце № 6 наблюдаются крупные вытянутые зерна оливина. Во всех образцах объем вкрапленников достигает 10%.

Базальтовый конгломерат сложен гальками серого, темно-серого и бурого цвета, сцементированными светло-серым цементом. Структура мелкогалечная. Размер обломков варьируется от 0,5мм до 2см. в поперечнике. Галька хорошо окатанная (3-й класс окатанности по А.В. Хабакову). Текстура пятнистая за счет присутствия более темных обломков на фоне светлоокрашенного цемента. Микроскопически порода имеет светло-серый, бурый цвет. Основная масса слабо раскристаллизована с гиалопилитовой структурой. Галька представлена базальтом, отдельно наблюдаются вкрапленники оливина и пироксена. Оливин имеет округлую форму зерен, в одном николе бесцветен с выраженным рельефом и слабо выраженной спайностью. В скрещенных николях имеет яркие цвета интерференции, показатель преломления Ng-Np = 0,036. Наблюдаем прямой угол погасания с:Ng = 0°. Авгит – представлен в виде угловатой, шестиугольной формы. В одном николе - бесцветен, буроватый. В скрещенных николях угол погасание с:Ng = 42° , показатель преломления Ng-Np= 0,025. В гальке наблюдаются мелкие порфировые зерна плагиоклаза (с размерами: по ширине до 0,5мм и по длине до 3см), а также небольшое количество мелких зерен авгита с размерностью: по длине до 1,5см и по ширине до 0,5см. Плагиоклаз – в одном николе бесцветен, а в скрещенных николях имеет светло серую окраску с показателем преломления Ng-Np = 0.009. По результатам нескольких замеров был определен плагиоклаз под номером 39 – андезин.

Спекшийся туф – порода бурого цвета сложена округлыми обломками вулканического стекла с размерами: по длине до 4см и по ширине до 1,5см, изотропен. Цемент – железисто-хлоритовый. Также присутствуют зерна оливина и авгита. Вулканическое стекло – представлено скорлуповатой формой с буроватой окраской в скрещенных николях и черной в одном, изотропен. Оливин – представлен в виде небольших ромбовидных, удлиненных зерен с размерами: по длине до 3мм и по ширине до 0,05мм. В одном николе бесцветен, а в скрещенных николях имеет яркие цвета интерференции показатель двупреломления Ng-Np = 0,037. Авгит – наблюдается в виде вытянутых зерен с размерами в среднем: по длине 1мм и по ширине до 0,02 мм. В скрещенных николях показатель преломления Ng-Np = 0,025 и угол погасания с:Ng = 42°, а в одном николе бесцветен.



Рис.3. Выходы сцементированных валунно-галечных отложений [фото Гертнера И.Ф.].

Оливин - пироксеновый порфирит характеризуется темно-серым цветом. В породе многочисленное количество вкрапленников, которые представлены оливином и пироксеном. Под микроскопом структура основной массы – интергранулярная, текстура вкрапленная. Вкрапленники представлены оливином и авгитом. Оливин наблюдается в виде округлых и ромбовидных зерен с размерами в среднем по длине до 8 мм и по ширине до 3мм. В одном николе бесцветен с выраженным рельефом, в скрещенных николях имеет яркие цвета интерференции с показателем двупреломления Ng-Np = 0,038 от желтой до сине-зеленой окраски. Зерна крупные и сильно «растресканы». Авгит - представлен в виде вытянутых зерен с размерами, в среднем, по длине до 1см и по ширине до 0,5мм. В одном николе бесцветен, а в скрещенных наблюдается серовато-фиолетовая окраска с зональным строением, показатель преломления Ng-Np =0,05 и угол преломления c:Ng =42°. Минерал диагностирован согласно.

Гиалобазальт – предположительно основного состава. Структура – гиалопилитовая. Вся порода сложена стекловатой изотропной массой. В виде микролитов и мелких вкрапленников фиксируются зерна плагиоклаза и биотита, что позволяет составлять данную породу с базальтоидами повышенной щелочности. Плагиоклаз представлен в виде мелких вытянутых зерен (микролитов) с полисинтетическими двойниками. В скрещенных николях светло серые цвета интерференции показатель преломления Ng-Np = 1,530. В одном николе бесцветен. Размер зерен в среднем по длине до 2см и по ширине до 0,5см. Биотит наблюдается в виде вытянутых листочков. В одном николе бурые цвета интерференции с плеохраизмом, в скрещенных желтоватые. Показатель двупреломления – Ng-Np = 0,050, угол погасание с:Ng = 0°. В данной породе наблюдается ламинарное движение.



Рис.4- Бинарная диаграмма Na,O+K,O-SiO,



Рис. 5. Бинарная диаграмма (MgO/FeO*-SiO2).

Особенности химического состава вулканитов Канарского архипелага

Изверженные породы данного геологического объекта имеют широкий спектр составов, отражающий вариации от ультраосновных до средних производных магм. Основная масса пород соответствует сериям повышенной щелочности (Рис. 4)

На данной диаграмме (рис.4) можно наблюдать, что породы соответствуют семействам ультраосновных, основных и средних пород. Фигуративные точки, расположенные на промежутке содержания SiO_2 40-45%, принадлежат к ультраосновным породам. Содержание SiO2 (45-53%) отвечают составу основных пород. Содержание SiO_2 (53-61%) принадлежат к средним породам. По содержанию щелочей все породы варьируют от 3 до 15%, где наиболее щелочными являются фонолиты, а наименее щелочными - субщелочные базальты и базаниты. Соотношение оксидов железа и магния позволяет их диагностировать в качестве продуктов толеитовой серии (рис. 5).

Однако следует отметить, что продукты магм повышенной щелочности K-Na специализации характеризуются повышенной железистостью и, как правило, соответствуют производным толеитого тренда, тогда как их вариететы повышенной калиевости могут соответствовать и известково-щелочной специализации.

По результатам анализа диаграммы «K₂O/Na₂O) – SiO₂» (рис. 6), мы видим, что в большинство пород относятся к калиево-натриевой серии, и только отдельные фигуративные точки тефритов попадаю в область субкалиевых и собственно калиевых производных. Эти отклонения могут быть связаны с поздними метасоматическими изменениями данных пород или с процессом взаимодействия с подземными морскими водами, обогащенными калием.

В результате проведения петрохимических анализов можно сделать следующий вывод, что вулканические породы Канарского архипелага, и острова Тенерифе в частности, относятся к продуктам щелочной и субщелочной серии К-Na специализации, что является характерным примером плюмового магматизма в условиях океанической коры. Дальнейшие более детальные геохимические и изотопные исследования позволят уточнить источники вещества мантийных субстратов и их взаимодействия с океанической корой.



Рис. 6. Бинарная диаграмма (K₂O/Na₂O-SiO₂). Условные обозначения: К-Na – калиево-натриевая серия; К – калиевая серия; Na – серия.

Заключение

Проведенные исследования позволяют выделить несколько этапов формирования Канарского океанического архипелага на примере острова Тенерифе. Помимо собственно вулканических извержений, отвечающих за рост рельефа над уровнем океана, важную роль играют и процессы выветривания, создающие формирование своеобразного почвенного покрова и уникальной флоры и фауны. Анализ вещественного состава базальтоидов и их вероятных дифференциатов, как наиболее представительных разновидностей горных пород острова Тенерифе, позволяет сопоставлять их с продуктами магматической активности повышенной щелочности калиево-натриевой специализации, что типично для проявления плюмов на структурах современных океанов.

Исследования выполнены при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации в рамках выполнения государственного задания (проект № 5.2352.247/ПЧ).

Список литературы

 Канарские острова, pecypc [http://priroda36.ru/prirodaostrova-tenerife.html]

- Бетхер О.В., Вологдина И.В. Осадочные горные породы. Систематика и классификации. Примеры описания: Учебное пособие. – Томск: Изд-во Том. Ун-та, 2012. – 170 с.
- Уткин Ю.В. Вулканогенные обломочные породы (систематика, строение, генетические типы). Учебное пособие. Томск: ЦНТИ, 2002. 148 с.
- Магматические горные породы /том 3 / Е.В. Шарков [и др.]. М.: Наука, 1985.
- Оптические свойства породообразующих минералов: учебное пособие / сост. Врублевский В.А., Кортусов М.П., Уткин Ю.В; Том. гос. Ун-т, каф. петрографии. – Томск, 2015 – 53 с.
- Систематика и классификация магматических пород: Учебное пособие / Кузоватов Н.И., Уткин Ю.В., Чернышов А.И., Гертнер И.Ф., Бетхер О.В. – Томск: Томский государственный университет, 2012. – 97 с.
- Чернышов А.И., Вологдина И.В. Структуры и текстуры магматических и метаморфических горных пород: учебно-методическое пособие. – Томск: Издательский Дом ТГУ,2014. – 36 с.

ПОЛИМЕТАМОРФИЗМ МЕТАПЕЛИТОВ КАК ПРИЧИНА НЕУСТОЙЧИВОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ "ТРОЙНОЙ ТОЧКИ" AL,SIO

Крылов А.А., Лиханов И.И., Ревердатто В.В.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

На примере ряда метаморфических комплексов высокоглиноземистых метапелитов, характеризующихся присутствием трех полиморфов Al₂SiO₃, приведены геолого-структурные, минералого-петрологические и изотопно-геохронологические свидетельства их полиметаморфической истории. Это указывает на последовательный рост полиморфов Al₂SiO₃, связаннный со сложной метаморфической историей при смене тектонических обстановок. Сравнительный анализ результатов с литературными данными по другим регионам мира показал, что во всех изученных метаморфических ореолах минералы Al₂SiO₃ находились в реакционных соотношениях и образовались в разное время, хотя P-T тренды полиморфов могли проходить вблизи или непосредственно через "тройную точку". Это позволяет сделать вывод, что минеральная ассоциация "тройной точки" Al₂SiO₃ в которой все три полиморфа находятся в стабильном равновесии, не устойчива в метапелитах любого химического состава. Значит, принятое в петрологии использование этих ассоциаций для оценки P-T параметров метаморфизма и калибровки геоторой все тору на является корректным.

INSTABILITY OF AL₂SIO₅ "TRIPLE POINT" ASSEMBLAGES AS A CONSEQUENCE OF POLYMETAMORPHISM IN METAPELITES

Krylov A.A., Likhanov I.I., Reverdatto V.V.

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Novosibirsk

The triple point involving the Al SiO, polymorphs - kyanite, andalusite, and sillimanite - is arguably the most important invariant point in metamorphic petrology. One of the most common rock types that develops Al.,SiO, minerals is metapelite. There has been great interest in possible metapelitic "triple-point assemblages," those containing all three Al,SiO_e minerals in stable equilibrium, because they potentially represent valuable fixed P-T reference assemblages for calibration of thermobarometers. Lots of common pelitic rocks have passed by the triple point pretty closely during their metamorphic history, but the vast majority developed no Al-silicate at all at that stage, because the breakdown of staurolite + muscovite + quartz lies at higher temperature. Less-common, highly aluminous bulk compositions may develop Al, SiO, minerals at temperatures below the triple point such that stable triple-point assemblages are theoretically possible. We discuss this problem on the basis of own observations on high-Al metapelites of the Trans-Angara area of the Yenisei ridge. We studied the reaction textures and chemical zoning of minerals associated with Al,SiO, polymorphs for reconstruction of P-T paths in combination with geochronological data. The polymetamorphic character of zoning for high-aluminum metapelites of the Yenisei ridge is consistent with support of the successive growth of Al,SiO_s polymorphs in rocks with the same composition from the best known triple-point region includes the Rio Mora, Picuris, Tusas, and especially Truchas uplifts in northcentral New Mexico, the Boehls Butte area, Idaho, and Mt. Moosilauke area, New Hampshire. It was demonstrated that these regions considered as a classic metamorphic terrain of zoned singlestage aureoles are a parts of the nappe structure in which And–Sil low-pressure rocks underwent Ky–Sil mid-pressure metamorphism near faults (Pattison, 2002). This is evident from the absence of isotopic equilibrium between Al, SiO, polymorphs as well. So, there are no true triple point assemblages, because there are no rocks of any sort anywhere, outside the laboratory, in which all the phases grew at a single P-T condition and also chemically equilibrated with respect to all components at that condition. Reported triple-point localities were a result of polymetamorphism, when all aluminium-silicate minerals grew at different times in the metamorphic history of the rock. Hence such purported triple-point assemblages cannot represent a stable association and cannot be used to calibrate geothermobarometers.

Полиморфные модификации Al₂SiO₅ - кианит, андалузит и силлиманит – важнейшие индикаторы метаморфизма в горных породах. "Тройная точка", соответствующая устойчивому равновесному сосуществованию всех трех полиморфов Al₂SiO₅₂ – один из наиболее важных инвариантных узлов в метаморфической петрологии. Минеральные ассоциации с участием этих фаз информативны для калибровки геотермобарометров, выявления индикаторных изотопных характеристик и ряда других геохимических параметров (Ревердатто и др., 2017). В литературе было описано несколько проявлений метаморфизма с "тройной точкой", к наиболее известным из которых относятся Белз Бьюитт в Айдахо, Маунт Мусилок в Нью-Гэмпшире и поднятий Рио Мора, Пикурис, Тручас в Нью-Мексико, обзор которых приведен в (Лиханов и др., 2014). Они считались характерными примерами зональных ореолов одноактного метаморфизма, формировавшихся при Р-Т параметрах "тройной точки". Это, так называемый "тип

Айдахо" по классификации (Hietanen, 1956). Пересмотр этих объектов с применением новейших методов исследований показал, что во всех случаях минералы Al₂SiO₅ образовались в разное время и не могут считаться стабильными одновременно в метапелитах обычного химического состава (Pattison, 2001). Теоретически благоприятная ситуация для одновременного появления андалузита, силлиманита и кианита возможна только в более редких в природе высокоглиноземистых составах пород. Нам это представляется недостаточно обоснованным, поскольку речь здесь может идти не об одновременном устойчивом сосуществовании указанных минералов, а об их последовательной смене в процессе эволюции термодинамических условий при полиметаморфизме (Лиханов, Ревердатто, 2013). Доклад посвящен обоснованию этих положений на примере высокоглиноземистых метапелитов Заангарья Енисейского кряжа, для которых типична ассоциация трех алюмосиликатов.



Рис. 1. Р-Т тренды метаморфизма для высокоглиноземистых метапелитов Заангарья (1 – маяконский, 2 – полканский, 3 – тейский; 4 – чапский; 5 – тисский участки) в сравнении с обобщенной Р-Т эволюцией And+Ky+Sil-содержащих пород из других регионов мира (серой петлей). Пунктирными линиями и штрихпунктиром показано положение известных минеральных равновесий для метапелитовой системы и координаты тройной точки (Pattison, 2001).

По химическому составу эти породы классифицируются как низкокальциевые и умеренно насыщенные K_2O метапелиты, одновременно обогащенные железом (Fe_2O_3 до 12 мас.%) и глиноземом (Al_2O_3 до 28 мас.%) (Likhanov, 1988; Likhanov, Reverdatto, 2008). Полицикличность этих комплексов, выраженная наложением поздних ассоциаций на ранние в ходе разных геодинамических событий, четко диагностируется по реакционным микроструктурам, химической зональности минералов, конфигурации P-T трендов и изотопным датировкам. По результатам исследований были выделены два этапа в их развитии (рис. 1). На первом этапе сформировались высокоградиентные зональные комплексы низких давлений And-Sil типа с гренвильским возрастом (~1050-950 млн лет) при обычном для орогенеза метамор-

фическом градиенте dT/dH=25-35°С/км (Лиханов, Ревердатто, 2011). На втором этапе вблизи надвигов эти породы подверглись неопротерозойскому (с двумя пиками - 850 и 800 млн лет) коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ky-Sil типа, в результате чего происходило прогрессивное замещение And→Ky±Sil (Likhanov et al., 2004). В последовательности пород Ky-Sil метаморфизма максимальные значения P-T параметров свойственны метапелитам чапского участка (P=5.8-8.4 кбар, T=630-710°С; dT/dH=12-14°С/км), характеризующихся повсеместным присутствием силлиманита практически во всех метаморфических зонах. В других проявлениях метаморфизма Ky-Sil типа силлиманит встречается реже. Фибролит обычно появляется только вблизи гранитов (маяконский и тейский участки), что свя-

зывается с локальным привносом дополнительного тепла со стороны гранитоидных интрузивов (Likhanov et al., 2001). Микроструктурные взаимоотношения между полиморфами Al₂SiO₅ свидетельствуют о последовательном росте андалузита, силлиманита, фибролита и кианита при метаморфизме с преобладанием различных схем реакционных замещений между этими минералами. Для маяконского участка характерны And→Ky→Sil±Fi реакционные соотношения; для полканского участка – And→Ky→Sil; для чапского участка – And→Sil→Ky; для тейского участка – And→Sil→Ky+Fi.

Секущий характер наложенных изоград в изученных зональных ореолах, специфика распределения главных и редких химических элементов в зональных минералах, а также видимые различия в структурно-текстурных особенностях, Р-Т условиях формирования, величинах метаморфических градиентов и изотопных датировках разных типов метаморфизма свидетельствуют о последовательном росте полиморфов Al,SiO, связаннным со сложной полиметаморфической историей при смене тектонических условий. Во всех случаях минералы Al₂SiO₅ образовались в разное время и не могут считаться стабильными одновременно, хотя Р-Т тренды полиморфов могли проходить вблизи или непосредственно через "тройную точку" (рис. 1). Сравнительный анализ с аналогичными проявлениями в других регионах мира показал, что в природе не существует истинных парагенезисов "тройной точки", в которых три разных полиморфа Al₂SiO₅ росли бы одновременно при одинаковых Р-Т условиях, и при этом были бы уравновешены в отношении всех компонентов. Они всегда находились в реакционных соотношениях, т.е. формировались разновременно. Это означает, что использование таких ассоциаций для оценки Р-Т параметров метаморфизма и калибровки геотермобарометров может являться причиной значительных ошибок.

Список литературы

- 1. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. О минеральных ассоциациях "тройной точки" Al₂SiO₅ в метапелитах // Доклады Академии Наук. 2013. Т. 448. № 2. С. 193-196.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Нижнепротерозойские метапелиты Енисейского кряжа: природа и возраст протолита, поведение вещества при коллизионном метаморфизме // Геохимия. 2011. Т. 49. № 3. С. 239-267.

- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Р-Т-т эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и Геофизика. 2014. Т. 55. № 3. С. 385-416.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Железисто-глиноземистые метапелиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме // Геохимия. 2008. Т. 46. № 1. С.20-41.
- Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 331 с.
- Hietanen A. Kyanite, andalusite and sillimanite in the schists in Boehls Butte quadrangle, Idaho // American Mineralogist. 1956. V. 41. P. 1-27.
- Likhanov I.I. Chloritoid, staurolite and gedrite of the highalumina hornfelses of the Karatash pluton // International Geology Review. 1988. V. 30. P. 868-877.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Precambrian Fe- and Alrich pelites from the Yenisey Ridge, Siberia: geochemical signatures for protolith origin and evolution during metamorphism // International Geology Review. 2008. V. 50. P. 597-623.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S., Verschinin A.E., Kozlov P.S. Contact metamorphism of Fe- and Alrich graphitic metapelites in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia, Russia // Lithos. 2001. V. 58. P. 55-80.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // Journal of Metamorphic Geology. 2004. V.22. P. 743-762.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. P-T-t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V.113. P. 391-410.
- Pattison D.R.M. Instability of Al₂SiO₅ "triple point" assemblages in muscovite+biotite+quartz-bearing metapelites, with implications // American Mineralogist. 2001. V. 86. P. 1414-1422.

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗААНГАРЬЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА КАК ОТРАЖЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Крылов А.А.¹, Лиханов И.И.¹, Ножкин А.Д.¹, Ревердатто В.В.¹, Козлов П.С.²

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск ²Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург

Рассмотрены геологические, петролого-геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства мезо- и неопротерозойских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона, связанных со становлением суперконтинента Родиния, и показано многократное проявление рифтогенного и внутриплитного магматизма в заключительную стадию эволюции орогена, вызвавшего распад Родинии и раскрытие Палеоазиатского океана. Эти результаты позволили создать новое представления о геологическом развитии Енисейского кряжа в докембрии и процессах, сформировавших его тектонический облик. На основании анализа геологических данных и возрастных датировок для докембрийских комплексов разной геодинамической природы представлена хронологическая последовательность событий в истории Заангарья Енисейского кряжа. Общая продолжительность выявленных процессов в эволюции Заангарья Енисейского кряжа (~700 млн лет) коррелирует с длительностью суперконтинентальных циклов, начинающихся со стадии рифтогенеза и распада предшествующего суперконтинента до орогенеза и распада нового суперконтинента. Геодинамическая история региона хорошо сопоставляется с синхронной последовательностью и схожим стилем тектоно-термальных событий по периферии крупных докембрийских кратонов Лаврентии и Балтики. Это подтверждает палеоконтинентальные реконструкции о тесных пространственно-временных связях Сибири и кратонов северной Атлантики в широком диапазоне времени и свидетельствует о вхождении Сибирского кратона в состав древних суперконтинентов Нуна и Родиния.

PRECAMBRIAN EVOLUTION OF TRANSANGARIAN YENISEI RIDGE AS A CONSEQUENCE OF TECTONIC EVENTS AT THE WESTERN MARGIN OF THE SIBERIAN CRATON

Krylov A.A.¹, Likhanov I.I.¹, Nozhkin A.D.¹, Reverdatto V.V.¹, Kozlov P.S.²

¹V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Novosibirsk ²Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg

The Yenisey Ridge fold-and-thrust belt at the western margin of the Siberian Craton is one of the most geodynamically interesting regions of Siberia. This belt forms part of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and is a key to understanding the Precambrian tectonic evolution of the Siberian craton and crustal growth in the CAOB. It is one of the few regions of Siberia where Paleoproterozoic, Mesoproterozoic, and Neoproterozoic magmatic and metamorphic rocks are closely associated. Understanding the tectonic evolution of the Siberian cratonal margins is important for global paleotectonic reconstructions and for decyphering the complicated tectonic structure of Central Asia. Studies of the structure and tectonic history of Meso-Neoproterozoic continental margins of Siberia are crucial for solving the problem of the possible incorporation of the Siberian craton into the Rodinia supercontinent and its subsequent breakup with the opening of the Paleoasian ocean, an issue widely debated for more than 20 years.

Geological, petrologic, geochemical, and isotopic geochronological evidence for Mezo- and Neopproterozoic tectonic events at the western margin of the Siberian Craton are considered. These events were related to assembly of the Rodinia supercontinent. Multiple manifestations of rift-related and intraplate magmatism at the final stage of orogenic evolution gave rise to the Rodinia breakup and the opening of the Paleoasian ocean. The results allowed us to develop a new concept on the Precambrian geological evolution of the Yenisei Ridge and the processes that created its tectonic structure. The chronological sequence of events in the history of the Transangarian Yenisei Ridge is based on geological evidence and isotopic dating of Precambrian complexes variable in geodynamic nature. Five tectonic stages dated at 2.5-1.4, 1.4-1.1, 1.1-0.9, 0.90-0.85, and 0.8-0.55 Ga were controlled by collision and extension recognized from large regional linear crustal structural elements. The Riphean evolution of the Yenisey Ridge was not marked by the prominent tectonic events except for the rift-related bimodal magmatism at ~1380 Ma. The closure of this basin was accompanied by the orogeny with deformation and metamorphism. The early stage is marked by the formation of low-pressure (LP) metamorphic complexes of the And-Sil type (T=400-650°C at P=3.3-5.2 kbar), indicating a normal metamorphic field gradient with dT/dH of about 25-35 °C/km. The relationship between this process and the Grenville-age orogeny was supported by the U-Pb and 40Ar-39Ar dating of metapelites from the Teya complex (~970 Ma). These LP/HT assemblages structurally overlie mid-crustal rocks of the Garevka complex that underwent medium-pressure (MP) metamorphism in the range from amphibolite- to granulite facies conditions of T=582-631°C at P=7.72-8.64 kbar at depths of ca. 27-28 km. Rocks closest to the thrusts underwent the MPmetamorphism of the Ky-Sil type. A number of specificfeatures and low metamorphic field gradient with dT/dH from5-7 to 14°C/km are typical of collisional metamorphismduring overthrusting of continental blocks, and are evidence of nearisothermal loading in accordance with the transient emplacement of thrust sheets and subsequent rapid exhumation. The proposed model suggests that, given an estimated exhumation rate of 0.368 mm/yr, the peak of collision-related metamorphic conditions occurred at 849-862 and 798-802 Ma. The 849-862 Ma collisional evens are contemporaneous with the emplacement of low-alkali aranite plutons responsible for the heating of rocks at a P=2.5-3.5 kbar, indicating a high gradient with dT/dH >100°C/km. Approximately at the same time (900-880 Ma) the mid-crustal amphibolite-facies rocks have experienced exhumation to a 14-16 km depth of upper-crustal structural levels. D2-blastomylonites, which localized in narrow strike-slip fault zones, were re-equilibrated under LP conditions at 3.9-4.9kbar associated with a low metamorphic field gradient with dT/dH = 10°C/km. The evolution of the Transangarian Yenisei Ridge, which lasted for ~700 Ma, corresponds in duration to supercontinental cycles that begin from rifting and breakup of the predated supercontinent and was completed by orogeny and the formation of a new supercontinent. The first occurrence of Siberian equivalents of the mid-Mesoproterozoic event, coupled with evidence of the Grenville-age and Post-Grenville orogenic events in the Yenisei Ridge, provide the basis for any paleoreconstructions showing a tight connection between Laurentia and Siberia in Rodinia configuration. The regional geodynamic history correlates with the synchronous sequence and similar style of tectonothermal events at the periphery of the large Precambrian Laurentia and Baltica cratons. This is evidenced by paleocontinental reconstructions, which confirm close spatiotemporal links of Siberia with cratons in the northerm Atlantic and indicate incorporation of the Siberian Craton into the ancient Nuna and Rodinia supercontinents.

Заангарье Енисейского кряжа – докембрийская складчатая область в пределах западной окраины Сибирского кратона – является одним из наиболее интересных в геодинамическом аспекте регионов Сибири. Реконструкция его геологической истории важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов в обрамлении древних кратонов, но и для решения вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав древних суперконтинентов Нуны (Колумбия) и Родиния. Считается, что этот период тектонической эволюции Земли, включающий интервал времени (1.7-0.7 млрд лет), отличался сравнительно низкой эндогенной активностью в связи с перестройкой конвективных течений и плюмов в мантии (Магиуата et al., 2007).

Тектоническое строение и эволюция этого региона и Центрально-Ангарского блока, слагающего большую часть заангарской части Енисейского кряжа, являются предметом острых дискуссий. Его рассматривают как (1) экзотический террейн, причленившийся к Сибирскому кратону в середине позднего неопротерозоя (~760 млн лет) (Верниковский и др., 2009), (2) западную окраину Сибирского кратона с раннедокембрийским (архейским) кристаллическим фундаментом, полностью переработанным в результате последующих тектоно-термальных событий (Качевский и др., 1994; Кигтichev, Sklyarov, 2016) и (3) как крупную коллизионно-аккреционную структуру на западной окраине Сибирского кратона, консолидированную в течение мезо-неопротерозойской эволюции (1380-560 млн лет) (Лиханов и др., 2014а).

В последние годы нами получен ряд новых данных по геологии Енисейского кряжа, свидетельствующих о проявлении мезо- и неопротерозойских тектоно-магматических и метаморфических процессов, связанных как со становлением суперконтинента Родиния, так и с его распадом, вызвавшим раскрытие Палеоазиатского океана. В качестве временных рубежей мы выделяем пять основных тектонических этапов (млрд лет): палеопротерозой–ранний мезопротерозойский (2.5-1.4), мезопротерозойский (1.4-1.1), ранний неопротерозойский I (1.1-0.9) и ранний неопротерозойский II (0.9-0.85), и поздний неопротерозойский (0.8-0.55), контролируемых процессами растяжения и сжатия коры в пределах крупных линеаментгых структур региона (рис. 1).

1 этап (2.5-1.4). В палеопротерозое-раннем мезопротерозое гранулит-амфиболитовые комплексы основания архей-палеопротерозойского возраста, инъецированные коллизионными и внутриплитными гранитоидами, были перекрыты субплатформенными метаосадочными толщами гаревской и тейской серий (рис. 1а).

2 этап (1.4-1.1). В раннемезопротерозойское время в результате деструкции и растяжения земной коры произошло заложение перикратонного прогиба с накоплением терригенных осадков сухопитской серии, заложение Приенисейской (ПРСЗ) и Татарско-Ишимбинской региональных сдвиговых зон, формирование рифтогенных базитовых ассоциаций Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса (Лиханов и Ревердатто, 2016) и внутриплитных гранитоидов (Попов и др., 2010) (рис. 1а).

3 этап (1.1-0.9). На рубеже мезо- и неопротерозоя происходила смена сухопитского глубоководного осадконакопления (горбилокская и удерейская свиты) на мелководное (Хоментовский, 2007). Закрытие этого бассейна в конце мезоопротерозоя сопровождалось формированием коллизионного орогена с деформациями, метаморфизмом и гранитизацией пород. На начальной стадии гренвильской орогении (1100-970 млн лет) происходила смена геодинамического режима с обстановки растяжения на сжатие (рис. 1б). В более раннюю синколизионную эпоху были образованы синколлизионные гранитогнейсовые купола (Ножкин и др., 1999). В начале завершающего этапа гренвильской складчатости (970-950 млн лет) сформировался высокоградиентный зональный тейский комплекс низких давлений And-Sil типа (P=3.9-5.1 кбар; T=510-640°С) при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте dT/dH=25-35°C/км (Лиханов и др, 2012) (рис.2). Наиболее глубинные блоки пород гаревского комплекса в ПРСЗ испытали метаморфизм повышенных давлений в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма в узком интервале P=7.1-8.7 кбар и T=580-630°С (Козлов и др., 2012).

4 этап (0.9-0.85). В позднеколлизионную эпоху продолжающееся сжатие коры вызвало синэксгумационный динамометаморфизм пород гаревского комплекса в условиях эпидот-амфиболитовой фации (Р=3.9-4.9 кбар и Т=460-550°С) при низком градиенте dT/dH<12°C/км, с образованием бластомилонитов в сдвиговых зонах (880 млн лет), синхронный с формированием интрузивных массивов K-Na гранитов каламинского типа (870-850 млн лет). В шовных зонах осуществлялся вывод (эксгумация) высоко метаморфизованных блоков гаревского метаморфического комплекса в верхние структурные этажи континентальной коры с последующим низкотемпературным метаморфизмом (Лиханов, Ревердатто, 2014а). Одновременно с этим в зонах смятия на поднятиях кристаллического основания продолжался рост гранитогнейсовых куполов, сопровождавшийся массовым привносом калия, редких и радиоактивных элементов. Породы тейского комплекса подверглись позднерифейскому коллизионному метаморфизму умеренных давлений кианит-силлиманитового типа (853-849 млн лет) с локальным повышением давления вблизи надвигов и термальному метаморфизму вблизи гранитоидных плутонов (Лиханов и др., 2011) (рис. 1в). В последовательности пород Ky-Sil метаморфизма тейского комплекса наиболее высокобарические и высокотемпературные метапелиты чапского (Р=5.8-8.4 кбар, Т=630-710°С; dT/dH=12-14°С/ км), тейского (Р=5.65-7.15 кбар, Т=650-700°С; dT/dH=10-12°С/км) и полканского (Р=5.0-7.3 кбар, Т=575-645°С; dT/ dH=8-10°С/км) участков встречаются на севере региона и приурочены к более древним нижнепротерозойским толщам тейской серии (Лиханов, Ревердатто, 2014б). По сравнению с ними метапелиты маяконкого участка, залегающие южнее среди более молодых среднерифейских пород кординской свиты, отличаются несколько пониженными значениями Р-Т параметров и метаморфического градиента (P = 4,5-6.7 кбар, T = 560-600°C; dT/dH=6-7°C/км) (Likhanov et al., 2004) (рис. 2). Формирование коллизионно-метаморфических пород тейского комплекса происходило в результате надвигов блоков пород со стороны Сибирского кратона (западного направления) на рубеже 850 млн лет (Likhanov, Reverdatto, 2011).



Рис. 1. Схема геодинамических событий в мезо-неопротерозойской эволюции Заангарья Енисейского кряжа.

1 – литосфера: океаническая (а), исходная кора (б); 2-6 – рифтогенно-депрессионные толщи (PP) и (MP): 2 – тейская (а), малогаревская и немтихинская толщи (б) (PP); 3 – (PP) и (MP) нерасчлененные; 4 – сухопитская серия (MP); 5 – метавулканиты (MP); 6 – тунгусикская серия (NP); 7- (MP) и (NP) нерасчлененные; 8 – (PP-NP) нерасчлененные; 9 – кора мигматизированная; 10 – плагиогнейсограниты (MP); 11 – гранитогнейсы (MP3-NP1); 12 – гранодиориты (NP1); 13 – дайки; 14 – граниты (NP2); 15-18 – рифтогенные ассоциации (NP3): 15 – плагиориолит-базальтовая; 16 – риолит-базальтовая; 17 – трахибазальт-трахитовая; 18 – щелочно-ультраосновная; 19-23 – Исаковский террейн (NP3): 19 –вулканиты островодужные (а), осадочные породы (б); 20 – граниты: островодужные (а), постколлизионные (б); 21 – офиолиты, серпентиниты апоперидотитовые (а), метагаббро (б); 22 – протрузии (а), меланж (б), метабазиты с реликтами глаукофана (в), 23 – движение океанической коры: нисходящее (а), эксгумация (б); 24 – геоизотерма 500°С; 25 – зоны растяжения; 26 – надвиги и сдвиги (разломы: А – Анкиновский, И – Ишимбинский, Т –Татарский, П – Приенисейский); 27 – направления надвигов и сбросов; 28 – зоны срывов; 29 – возраст (в млн лет).

Тектонические обстановки, с преобладанием: а,д – растяжения; б,в,г – сжатия: равномерное с двух сторон (б), с движением со стороны Сибирского кратона (в), с движением СВ направления (г); аккреция Исаковского блока (д). Стрелки: извилистые – тепловые потоки, прямые – направления движения вещества из глубинных зон. Блоки: Ц – Центральный, В – Восточный, ИТ – Исаковский террейн; СК – Сибирский кратон.



Рис. 2. P-T-t тренды эволюции метаморфизма для гнейсов гаревского (1-3,8) и тейского (4–7) комплексов. Пунктиром и итрихпунктиром показано положение минеральных равновесий для метапелитов и координаты тройной точки, соответственно.

5 этап (0.8-0.55). Последующие события в неопротерозое характеризуются завершением гренвильской тектоники и окончанием становления ПРСЗ. На ранней постгренвильской стадии проявляется поздний коллизионный метаморфизм (802-798 млн лет) на енисейском и тисском участках (Р=4.8-7.4 кбар, Т=580-640°С; dT/dH=8-10°С/км), обусловленный надвигами восточного направления в результате аккреционных событий вальгальской складчатости (Лиханов и др., 20136; Likhanov et al., 2015) (рис. 1г). Заключительные стадии эволюции орогена и начальные процессы растяжения фиксируются дайковыми роями бимодальных ассоциаций анорогенных гранитоидов и внутриплитных базитов с возрастами внедрения 797-792 млн лет, маркирующих верхнюю возрастную границу проявления позднего коллизионного метаморфизма (Likhanov, Santosh, 2017) (рис. 1д). Формирование этого пояса связывается с неопротерозойскими процессами растяжения вдоль западной окраины Сибирского кратона (Лиханов и др., 2017б). Последующее развитие региона контролировалось многократным проявлением рифтогенного и внутриплитного магматизма, связанного с проявлением плюмовой активности, обусловившей распад суперконтинета Родинии и формирование Палеоазиатского океана. В зоне Татарско-Ишимбинской системы разломов выделено четыре эпохи (0.78; 0.75; 0.7; 0.65 млрд лет) формирования рифтогенных структур, сопровождавшихся внутриплитным бимодальным, субщелочным кислым, основным и щелочным вулканизмом и интрузивным магматизмом (Ножкин и др., 2008). В Приенисейской зоне разломов наиболее ярко проявился бимодальный риолит-базальтовый и субщелочной лейкогранитный магматизм с возрастом около 720-750 млн лет.

Хронологическая последовательность событий в интервале времени от 700-550 млн лет фиксирует ранние стадии развития Палеоазиатского океана в регионе – от формирования фрагментов океанической коры и их аккреции к Сибирскому кратону до постаккреционной стадии растяжения коры и начала каледонского орогенеза (Ярмолюк и др., 2006). Эти события зафиксированы окраинно-континентальными, офиолитовыми и островодужными ассоциациями пород разного возраста и разной тектонической природы в составе докембрийских террейнов (Safonova, 2016). Наиболее древние структуры самого раннего этапа формирования палеоокеана представлены фрагментами океанической коры и островных дуг Исаковского террейна с возрастом 700-

620 млн лет (Крылов, Лиханов, 2017; Верниковский и др., 1999, 2001; Кузьмичев, 2009; Кузьмичев и др., 2008; Ножкин и др., 2016а,б). В конце неопротерозоя (640-620 млн лет) эти базиты, вероятно, субдуцировали под активную окраину Сибирского континента с формированием минеральных ассоциаций глаукофансланцевого метаморфизма (Лиханов и др., 2017а). На постсубдукционной стадии глаукофансодержащие породы подвергались интенсивным деформациям в шовной зоне с возрастом около 600 млн лет, маркирующим время аккреции Исаковского блока к западной окраине Сибирского кратона (Лиханов и др., 2013а). Завершающие события в ранней истории палеоокеана были связаны с образованием поздневендских рифтогенных миндалекаменных базальтов (572±6.5 млн лет) и внедрением постколлизионных лейкогранитов Осиновского массива (550-540 млн лет), прорывающих ранние фрагменты океанической коры Исаковского террейна (Ножкин и др. 2017а,б). Установленные поздненеопротерозойские рубежи хорошо согласуются с данными П. Кэвуда и др. (Cawood et al., 2016) по развитию Палеоазиатского океана в южном сегменте Енисей-Саянского аккреционного пояса, опирающихся на датировки детритовых цирконов осадочных толщ складчатого обрамления юга Сибирского кратона. В глобальном масштабе эти этапы сопоставляются с заключительной фазой распада Родинии, фиксирующей отчленение Сибирского кратона от Лаврентии и раскрытие Палеоазиатского океана с последующими процессами субдукции, аккреции и динамометаморфизма.

Выводы и геодинамические следствия

Эти новые результаты позволили создать новое представления о геологическом развитии Енисейского кряжа в докембрии и процессах, сформировавших его тектонический облик.

Сведения о проявлении одновозрастных мезо- и неопротерозойских событий в пределах Енисейского кряжа не согласуются с гипотезой о существовании глобального перерыва (от 1.75 до 0.7 млрд лет) в эндогенной активности докембрийского этапа тектонической эволюции юго-западной окраины Сибирского кратона (Гладкочуб и др., 2008).

Общая продолжительность выявленных процессов в эволюции Заангарья Енисейского кряжа (~700 млн лет) хорошо увязывается с длительностью суперконтинентальных циклов, начинающихся со стадии рифтогенеза и распада предшествующего суперконтинента до орогенеза и становление нового суперконтинента.

Геодинамическая история региона коррелирует с синхронной последовательностью и схожим стилем тектоно-термальных событий по периферии крупных докембрийских кратонов Лаврентии и Балтики. Это подтверждает палеоконтинентальные реконструкции о тесных пространственно-временных связях Сибири и кратонов Северной Атлантики в широком диапазоне времени (1900-720 млн лет) (Ernst et al., 2016) и свидетельствует о вхождении Сибирского кратона в состав древних суперконтинентов Нуна и Родиния.

Приведенные данные об идентичности и устойчивости во времени сочленений Северной Америки, Балтики и Сибири могут указывать на значительные аналогии между реконструкциями суперконтинентов разного возраста, что отмечалось в работе Дж. Мирта (Meert, 2014). Эти результаты свидетельствуют об упорядоченности структурного плана Земли и тектонической унаследованности отдельных континентальных блоков (Божко, 2014), противоречащих представлениям об их хаотической перетасовке в процессе суперконтинентальной цикличности.

Список литературы

- Божко Н.А. Проблемы тектоники суперконтинентов / Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия // Материалы IV Российской конференции по геологии и геодинамики докембрия. Санкт-Петербург: Институт геологии и геохронологии докембрия, 2014. с. 22-25.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Черных А.И., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З. Новые U-Pb данные возраста формирования палеоостроводужного комплекса Предивинского террейна Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 2. С. 255-259.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса - индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // Доклады Академии Наук. 2001. Т. 381. № 6. С. 806-810.
- Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 380-393.
- Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Донская Т.В., Станевич А.М., Мазукабзов А.М. Период глобальной неопределенности ("белое пятно") в докембрийской истории юга Сибирского кратона и проблема транспротерозойского суперконтинента // Доклады Академии Наук. 2008. Т. 421. № 2. С. 224-229.
- Качевский Л.К., Качевская Г.И., Стороженко А.А., Зуев В.К., Динер А.Э., Васильев Н.Ф. (1994) К вопросу о выделении архейских метаморфических комплексов в Заангарской части Енисейского кряжа. Отечественная геология. № 11-12. С. 45-49.
- Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В. Тектоно-метаморфическая эволюция гаревского полиметаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1476-1496.
- Крылов А.А., Лиханов И.И. Геохимия, возраст протолита и метаморфизма высокобарических тектонитов Енисейского кряжа: связь с формированием палеоазиатского океана // Вестник Воронежского ун-та. Сер. геол.. 2017. № 1. С. 49-60.
- Кузьмичёв А.Б. О результатах датирования метагабброидов Исаковского офиолитового пояса (Енисейский кряж) по цирконам // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. С. 154-155.
- Кузьмичёв А.Б., Падерин И.П., Антонов А.В. Позднерифейский Борисихинский офиолитовый массив (возраст и обстановка формирования // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 12. С. 1175-1188.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геохимия. 2014а. Т. 52. № 1. С. 3-25.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Р-Т-т эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 20146. Т. 55. № 3. С. 385-416.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Геохимия, генезис и возраст метаморфизма пород Приангарья в зоне сочлене-

ния северного и южного сегментов Енисейского кряжа // Геохимия. 2016. Т. 54, № 2. С. 143-164.

- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Коллизионные метаморфические комплексы Енисейского кряжа: особенности эволюции, возрастные рубежи и скорость эксгумации // Геология и Геофизика. 2011. Т. 52. № 10. С. 1593-1611.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. U-Pb и ⁴⁰Ar-³⁹Ar свидетельства гренвильских событий на Енисейском кряже при формировании Тейского полиметаморфического комплекса // Геохимия. 2012. Т. 50. № 6. С. 607-614.
- 16. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В., Ножкин А.Д. Возраст бластомилонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны как свидетельство вендских аккреционно-коллизионных событий на западной окраине Сибирского кратона кряжа // Доклады Академии Наук. 2013а. Т. 450. № 2. С. 199-203.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В., Сухоруков В.П. Зональность граната в метапелитах как следствие трех метаморфических событий в докембрийской истории Енисейского кряжа // Петрология. 20136. Т. 21. № 6. С. 612-631.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В.Козлов П.С. // Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа на западной окраине Сибирского кратона // Геотектоника. 2014а. Т. 48. № 5. С.32–53.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Р-Т-т эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 20146. Т. 55. № 3. С. 385-416.
- 20. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В. Ранние этапы эволюции Палеоазиатского океана на западе Сибирского кратона по данным геохронологических и геохимических исследований Енисейского кряжа // Доклады Академии Наук. 2017а. Т.476. № 3. С. 321-326.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Савко К.А. Бимодальный внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как свидетельство распада Родинии и раскрытия Палеоазиатского океана на западной окраине Сибирского кратона // Доклады Академии Наук. 2017б. Т. 476. № 6. С. 675-680.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В., Терлеев А.А., Хоментовский В.В. Рифейские гранито-гнейсовые купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 9. С. 881-891.
- 23. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 666-688.
- 24. Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Лиханов И.И., Серов П.А., Козлов П.С. Геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства субсинхронного островодужного магматизма и терригенной седиментации (Предивинский террейн Енисейского кряжа) // Геология и геофизика. 2016а. Т. 57. № 11. С. 1992-2014.
- 25. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика. 2016б. Т. 57. № 2. С. 312-332.
- 26. Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Баянова Т.Б. Серов П.А. Первые данные о поздневендском гранитоидном маг-

матизме северо-западной части Саяно-Енисейского аккреционного пояса // Геохимия. 2017а. Т. 55. № 9. С. 800-810.

- Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Баянова Т.Б., Зиновьев С.В., Козлов П.С., Попов Н.В., Дмитриева Н.В. Поздневендские постколлизионные лейкограниты Енисейского кряжа // Доклады Академии Наук. 20176. Т. 474. № 5. С. 605-611.
- Попов Н.В., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в заангарской части Енисейского кряжа: результаты U-Pb исследований // Доклады Академии Наук. 2010. Т. 431. № 4. С. 509-515.
- Хоментовский В.В. Верхний рифей Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 9. С. 921-933.
- 30. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2006. Т. 410. № 5. С. 657-663.
- Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Murphy J.B. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. Vol. 449. P. 118-126.
- 32. Ernst R.E., Hamilton M.A., Soderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeke, W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.M. Long-lived connection berween southern Siberia and northern Lavrentia in the Proterozoic. Nature Geosci. 2016. V.9. P. 464-469.
- Kuzmichev A.V., Sklyarov E.V. The Precambrian of Transangaria, Yenisei Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville-age orogen, or reworked margin of the Siberian craton? // J. Asian Earth Sci. 2016. V. 115. P. 419–441.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // J. Metamorph. Geol. 2004. V. 22. No. 8. P. 743-762.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Neoproterozoic collisional metamorphism in overthrust terranes of the Transangarian Yenisey Ridge, Siberia // Int. Geol. Rev. 2011. V. 53. No. 7. P. 802-845.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. P-T-t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 113 (1). P. 391-410.
- Likhanov I.I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Res. 2017. V. 300. P. 315-331.
- Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary // Gondwana Res. 2007. V. 11. P. 7–37.
- Meert J.G. Strange attractors, spiritual interlopers and lonely wanderers: The search for pre-Pangean supercontinents // Geoscience Frontiers. 2014. V. 5. P. 155-166.
- 40. Safonova I. Juvenile versus recycled crust in the Central Asian Orogenic Belt: Implications from ocean plate stratigraphy, blueschist belts and intra-oceanic arcs // Gondwana Res. 2016. http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2016.09.003

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНАТОВЫХ АМФИБОЛИТОВ И ПОРОД ЭКЛОГИТОВОГО КОМПЛЕКСА ИЗ ОФИОЛИТОВ ГОРНОГО АЛТАЯ

Куликова А.В.^{1,2}, Симонов В.А.^{1,2}, Волкова Н.И.¹, Котляров А.В.¹, Буслов М.М.^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск ²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск

CONDITIONS OF FORMATION OF GARNET AMPHIBOLITES AND ROCKS OF ECLOGITE COMPLEX FROM THE GORNY ALTAI OPHIOLITES

Kulikova A.V.^{1,2}, Simonov V.A.^{1,2}, Volkova N.I.¹, KotlyarovA.V.¹, Buslov M.M.^{1,2}

¹V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk ²Novosibirsk National Research State University, Novosibirsk

Results of our researches testify that the basalts, formed in the conditions of a mid-oceanic ridge, were a protoliths for garnet amphibolites and for rocks of eclogite complex of the Chagan-Uzun Ophiolites. The normal basaltic magmatism of N-MORB type was prevailed. At the same time some influence of the enriched magmatic systems of E-MORB type is established.

In consideration of compositions of minerals from the examined complexes (presence of garnet with high grossular, a considerable role of albite component in plagioclase, growth of Na-Ca amphiboles - barroisites) metamorphic processes of formation of garnet amphibolites and of rocks of eclogite complex of the Chagan-Uzun Ophiolites essentially differed from genesis of garnetless amphibolites of the Chagan-Uzun massiv and are connected with the subduction zones.

During study of author's samples pressure, at which were formed amphiboles from garnet amphibolites and from rocks of eclogite complex of the Chagan-Uzun Ophiolites have been defined - 3.4-7.3 kbar. This data essentially below parameters of formation of Chagan-Uzun eclogites - up to 20 kbar (Ota et al., 2002), but their maximum values are close to the pressure, established earlier for a regressive sequence: eclogites \rightarrow garnet amphibolites - 7-8 kbar (Ota et al., 2002).

Calculations by means of mineralogical thermometers have allowed to estimate temperatures of metamorphic processes for garnet amphibolites ($550-610^{\circ}$ C) and for rocks from eclogite complex (nearby 600° C) formation, which coincide with the temperature characteristics, established earlier for a regressive sequence: eclogites \rightarrow garnet amphibolites - $500-600^{\circ}$ C (0ta et al., 2002).

Исследования офиолитовых ассоциаций показали широкое развитие метаморфических процессов преобразования первичных офиолитовых пород (Петрология и метаморфизм ..., 1977; Колман, 1979; Скляров, Добрецов, 1987; Добрецов и др., 1992; Метаморфизм и тектоника, 2001; и др.). Офиолиты Горного Алтая также существенно изменены. Об этом свидетельствует наличие значительного количества метаморфических пород в районе Чаган-Узунского гипербазитового массива (Пинус и др., 1958; Боголепов, Яншин, 1973; Кузнецов, Симонов, 1976; Добрецов и др., 1991, 1992; Крук и др., 2013), входящего в состав Чаган-Узунских офиолитов (Добрецов и др., 1992), являющихся составной частью Курайской аккреционной призмы (Буслов, Ватанабе, 1996; Добрецов и др., 2004).

В последнее время, в результате детальных исследований собранных авторами коллекций, были получены новые данные по петрологии, геохимии и минералогии, позволившие рассмотреть условия формирования гранатовых амфиболитов и пород эклогитового комплекса, играющих заметную роль среди метаморфогенных ассоциаций в районе Чаган-Узунского гипербазитового массива.

Собственно гранатовые амфиболиты образуют отдельные самостоятельные пластины, сложенные в основном амфиболом, плагиоклазом и гранатом. В состав эклогитового комплекса, находящегося в серпентинитовом меланже, входят как сами эклогиты, так и тесно ассоциирующие с ними гранатовые амфиболиты.

Гранатовые амфиболиты

Исследования показали, что на диаграмме (Na₂O+K₂O) – SiO, практически все точки составов гранатовых амфиболи-

тов приурочены к области пород с нормальной щелочностью и располагаются главным образом в поле базальтов (рис. 1). По соотношению MgO – SiO₂ они относятся к оливиновым и обычным базальтам. Обладая относительно повышенными значениями отношения FeO/MgO, гранатовые амфиболиты приурочены к окончанию океанического тренда.

Данные по редким элементам, устойчивым при вторичных процессах, свидетельствуют о сходстве протолитов для гранатовых амфиболитов с базальтами срединно-океанических хребтов. При этом есть единичные образцы, показывающие определенное накопление ниобия (рис. 2). Эти факты подтверждаются спектрами редкоземельных элементов, имеющими в подавляющем большинстве характеристики нормальных базальтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB и единичные графики обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов типа E-MORB (рис. 3). Согласно распределению редких и редкоземельных элементов на спайдер-диаграмме практически все изученные образцы гранатовых амфиболитов соответствуют нормальным базальтам срединно-океанических хребтов типа N-MORB. В то же время есть обогащенные разности с относительно повышенными содержаниями K, Nb, Ta, La, Ce, Sr, согласующиеся с графиком E-MORB.

Анализ амфиболов из гранатовых амфиболитов Чаган-Узунского массива свидетельствует о том, что по номенклатуре (Leake et al., 1997), обладая значениями Na_в в диапазоне 0.55-0.88, они относятся к Na-Ca амфиболам (барруазиты). Встречаются также субкальциевые магнезиальные роговые обманки. По соотношению (Na+K) – Al IV амфиболы из гранатовых амфиболитов формируют поле, резко отличающееся повышенной щелочностью от амфиболов из безгранатовых амфиболитов Чаган-Узунского массива. При этом они располагаются на окончании высокобарического тренда, в отличие от амфиболов из безгранатовых амфиболитов, находящихся на высокотемпературном тренде (рис. 4).

Изучение плагиоклазов из гранатовых амфиболитов Чаган-Узунского массива показало очень низкие значения анортитового компонента (менее 1 %).

Анализ гранатов из гранатовых амфиболитов свидетельствует о том, что в их составе преобладает (53-63 %) альмандин, меньше (21.5-36 %) гроссуляра и существенно меньше (6.5-13 %) пиропа. В целом изменение состава этих гранатов выражено в основном в вариациях отношения альмандинового и гроссулярового компонентов. По соотношению Mg – Ca – (Fe+Mn) отмеченные выше особенности составов гранатов подтверждаются - видны в основном вариации железа и кальция (альмандин – гроссуляр).

Эклогитовый комплекс

На диаграмме (Na₂O+K₂O) – SiO₂ все точки составов пород эклогитового комплекса приурочены к области с нормальной щелочностью и располагаются главным образом в поле базальтов (рис. 1). Породы эклогитового комплекса обладают более широкими вариациями кремнезема, чем амфиболиты, образуя тренд падения MgO на фоне роста SiO₂. Для эклогитов (также как для гранатовых амфиболитов) характерны относительно высокие значения отношения FeO/MgO и приуроченность к океаническому тренду.

Данные по редким элементам, устойчивым при вторичных процессах, свидетельствуют о сходстве протолитов для эклогитов (также как для большинства гранатовых амфиболитов) с базальтами срединно-океанических хребтов. При этом в отличие от амфиболитов они обладают наиболее примитивным составом – отсутствуют обогащенные разности (нет образцов с повышенным содержанием ниобия) (рис. 2). Об этом свидетельствуют и спектры редкоземельных элементов, имеющие исключительно характеристики нормальных базальтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB (рис. 5).

Анализ амфиболов из пород эклогитового комплекса Чаган-Узунского массива показал, что по номенклатуре (Leake et al., 1997), обладая значениями Na_B в диапазоне 0.68-0.84, они относятся к Na-Ca амфиболам (барруазиты). Кроме барруазитов встречаются также субкальциевые магнезиальные и эденитовые роговые обманки. По соотношению (Na+K) – Al IV амфиболы из пород эклогитового комплекса совместно с роговыми обманками из гранатовых амфиболитов формируют фактически единое поле, резко отличающееся повышенной щелочностью от амфиболов из безгранатовых амфиболитов Чаган-Узунского массива. При этом они располагаются на окончании высокобарического тренда, в отличие от амфиболов из безгранатовых амфиболитов, находящихся на высокотемпературном тренде (рис. 4).

Исследования составов плагиоклазов из пород эклогитового комплекса говорят об очень низких значениях анортитового компонента (менее 1 %).

Анализ гранатов из пород эклогитового комплекса показал, что в их составе преобладает (50.5-64.5 %) альмандин, меньше (21-31.5 %) гроссуляра и существенно меньше (6.5-16 %) пиропа. В целом по соотношению миналов рассмотренные минералы перекрываются с частью гранатов из гранатовых амфиболитов. Изменение их состава связано в основном с ростом пиропового компонента, в отличие от гранатов из амфиболитов, для которых характерны вариации отношения альмандинового и гроссулярового компонентов.



Рис. 1. Диаграмма (Na₂O+K₂O) – SiO₂ для гранатовых амфиболитов и пород эклогитового комплекса Чаган-Узунских офиолитов.

1 - гранатовые амфиболиты; 2 - породы эклогитового комплекса. Области умеренно-щелочных (УЩ) и нормально-щелочных (НЩ) пород. Все анализы пересчитаны на 100 % сухого остатка. Диаграмма построена с использованием оригинальных данных и на основе Рис. III.2. в Петрографическом кодексе (2009).



Рис. 2. Диаграмма Nb/Y – Zr/Y для гранатовых амфиболитов и пород эклогитового комплекса Чаган-Узунских офиолитов. 1 - гранатовые амфиболиты; 2 - породы эклогитового комплекса. Магматические системы с плюмовым источником (PS) и без плюмового источника (NPS). Поля базальтов срединно-океанических хребтов нормального состава (NMORB), внутриплитных океанических островов (OIB), океанических плато (OPB). Рисунок построен с использованием оригинальных данных на основе диаграммы из работы (Condie, 2005).



Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в гранатовых амфиболитах Чаган-Узунских офиолитов. 1 - гранатовые амфиболиты; 2 – поле нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB); 3 - верхняя граница поля обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB). Значения элементов нормированы к составу хондрита согласно (Boynton, 1984). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из работ (Шараськин, 1992; Симонов и др., 1999).



Рис. 4. Соотношение (Na+K) – Al IV в амфиболах из гранатовых амфиболитов и из пород эклогитового комплекса Чаган-Узунских офиолитов.

1, 2 - амфиболы из гранатовых амфиболитов (1) и из пород эклогитового комплекса (2). Поля составов амфиболов из безгранатовых амфиболитов Чаган-Узунских офиолитов (Am) и из метаморфической подошвы офиолитов Семайл, Оман (Oman). Тренды высокобарических (HP) и высокотемпературных (HT) метаморфических процессов. Рисунок построен на основе оригинальных данных и с использованием материалов из работ (Searle, Malpas, 1982; Soret et al., 2017).



Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в породах эклогитового комплекса Чаган-Узунских офиолитов. 1 – породы эклогитового комплекса; 2 – поле нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB). Значения элементов нормированы к составу хондрита согласно (Boynton, 1984). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из работ (Шараськин, 1992; Симонов и др., 1999).

Условия формирования гранатовых амфиболитов и пород эклогитового комплекса

Комплексные петролого-геохимические и минералогические исследования позволили рассмотреть некоторые особенности условий формирования гранатовых амфиболитов и пород эклогитового комплекса из Чаган-Узунских офиолитов.

<u>Гранатовые амфиболиты.</u> Петрохимический анализ показал, что протолитами гранатовых амфиболитов были породы состава оливиновых и обычных базальтов нормальной щелочности, близкие по соотношению TiO₂ – FeO/MgO к базальтам срединно-океанических хребтов. Данные по редким элементам, устойчивым при вторичных процессах, свидетельствуют о сходстве большинства протолитов гранатовых амфиболитов с нормальными базальтами срединно-океанических хребтов типа N-MORB. При этом есть единичные образцы, показывающие свойства обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB). Таким образом, гранатовые амфиболиты формировались в результате процессов преобразования базальтов срединно-океанических хребтов.

Микрозондовые исследования показали, что гранатовые амфиболиты содержат Na-Ca амфиболы (в основном барруазиты), резко отличающиеся от амфиболов из безгранатовых амфиболитов Чаган-Узунского массива. В целом субщелочной характер амфиболов и присутствие граната говорит о формировании рассмотренных амфиболитов скорее всего в субдукционных условиях.

Присутствие субкальциевых роговых обманок позволило оценить минимальное давление метаморфических процессов. Расчеты по минералогическим барометрам на основе составов амфиболов (Johnson, Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; и др.) показали относительно умеренные давления (3.4-6.4 кбар), минимальные значения (менее 5.5 кбар) которых характеризуют регрессивную стадию метаморфических преобразований. Использование гранат – амфиболового термометра (Graham, Powell, 1984; Лаврентьева, Перчук, 1989) дало возможность оценить температуру метаморфических процессов – 550-610°C.

Эклогитовый комплекс. Петрохимический анализ показал, что породы эклогитового комплекса, обладая минимальными содержаниями SiO₂ и повышенным MgO по сравнению с другими метаморфитами Чаган-Узунских офиолитов соответствуют магнезиальным и оливиновым базальтам нормальной щелочности, близким по соотношению TiO₂ – FeO/MgO базальтам срединно-океанических хребтов. Данные по редким и редкоземельным элементам говорят о сходстве протолитов для эклогитов исключительно с базальтами срединно-океанических хребтов типа N-MORB.

Микрозондовые исследования свидетельствуют о том, что породы эклогитового комплекса (также как и гранатовые амфиболиты) содержат Na-Ca амфиболы (в основном барруазиты), резко отличающиеся от амфиболов из безгранатовых амфиболитов Чаган-Узунского массива. В то же время присутствуют субкальциевые роговые обманки.

Расчеты по минералогическим барометрам на основе составов субкальциевых амфиболов (Johnson, Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; и др.) показали широкий интервал давлений (3.4-7.3 кбар), минимальные значения которых (как и в случае гранатовых амфиболитов) связаны с вторичными регрессивными процессами преобразования. По гранат – амфиболовому термометру (Graham, Powell, 1984) температуры процессов были около 600°С.

Оценки РТ параметров, сделанные ранее, свидетельствуют о том, что эклогиты Чаган-Узунских офиолитов формировались при температурах 620-700°С и давлениях до 13-14 кбар (Добрецов и др., 1992). В целом, результаты минералогической геотермобарометрии позволили определить P-T условия, отвечающие пику метаморфизма (P = 20 кбар и T = 660°C) и показали наличие регрессивного ряда: эклогиты \rightarrow гранатовые амфиболиты (P = 7–8 кбар, T = 500–600°C) \rightarrow безгранатовые амфиболиты (P = 2–3 кбар, T = 500°C) (Добрецов и др., 1991; Крук и др., 2013; Ota et al., 2002).

Основные выводы

Проведенные исследования свидетельствуют о том, что протолитами для гранатовых амфиболитов и пород эклогитового комплекса Чаган-Узунских офиолитов послужили базальты, образовавшиеся в условиях срединно-океанического хребта. При этом преобладал нормальный базальтовый толеитовый магматизм типа N-MORB. В то же время установлено некоторое влияние обогащенных магматических систем типа E-MORB.

Учитывая состав минералов из рассмотренных комплексов (присутствие граната с высоким гроссуляром, значительная роль альбитового компонента в плагиоклазе, развитие Na-Ca амфиболов - барруазитов) метаморфические процессы формирования гранатовых амфиболитов и пород эклогитового комплекса Чаган-Узунских офиолитов существенно отличались от генезиса безгранатовых амфиболитов Чаган-Узунского массива и были связаны наиболее вероятно с зонами субдукции.

При изучении имеющегося в распоряжении авторов каменного материала были определены давления, при которых образовывались амфиболы из гранатовых амфиболитов и из пород эклогитового комплекса Чаган-Узунских офиолитов - 3.4-7.3 кбар. Эти данные существенно ниже параметров формирования собственно Чаган-Узунских эклогитов - 13-14 кбар и до 20 кбар (Добрецов и др., 1991, 1992; Оta et al., 2002), но их максимальные значения близки к давлению, установленному ранее для регрессивного ряда: эклогиты → гранатовые амфиболиты - 7-8 кбар (Добрецов и др., 1991; Крук и др., 2013; Ota et al., 2002).

Расчеты с помощью минералогических термометров позволили оценить температуры метаморфических процессов для гранатовых амфиболитов (550-610°С) и для пород из эклогитового комплекса (около 600°С), которые совпадают с температурными характеристиками, установленными ранее для регрессивного ряда: эклогиты → гранатовые амфиболиты - 500–600°С (Добрецов и др., 1991; Крук и др., 2013; Оta et al., 2002).

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН №№ 0330-2016-0014, при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации и РФФИ (проекты №№ 16-05-00313 и 16-35-00109 мол а).

Список литературы

- Боголепов К.А., Яншин А.Л. О современных гипотезах образования и структуре Чаган-Узунского массива в Горном Алтае // Геология и геофизика. 1973. № 8. С. 12-24.
- Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика. 1996. Т.37. №1. С. 82-93.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1381-1403.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Симонов В.А. Ассоциирующие офиолиты, глаукофановые сланцы и эклогиты

Горного Алтая // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 2. С. 413-417.

- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3-14.
- 6. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир. 1979. 264 с.
- Крук Н.Н., Волкова Н.И., Куйбида Я.В., Гусев Н.И., Демонтерова Е.И. Природа метаморфических комплексов Горного Алтая // Литосфера. 2013. № 2. С. 20-44.
- Кузнецов П.П., Симонов В.А. Некоторые черты строения Чаганузунского гипербазитового массива (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1976. № 7. С.102-105.
- Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л. Экспериментальное изучение амфибол-гранатового равновесия (бескальциевая система) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 1. С. 173-175.
- Метаморфизм и тектоника / Е.В. Скляров и др. Под ред. Е.В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 216 с.
- 11. Петрографический кодекс России. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 194 с.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Добрецов Н.Л., Казак А.П., Молдаванцев Ю.Е. и др. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 295 с.
- Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИ-ГГМ, 1999. 224 с.
- 15. Скляров Е.В., Добрецов Н.Л. Метаморфизм древних офиолитов Восточного и Западного Саяна // Геология и геофизика, 1987. № 2. С.3-14.
- Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука. 1992. 163 с.
- 17. Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Henderson P. (ed.). Rare earth element

geochemistry. Elsevier, 1984. P. 63-114.

- Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
- Graham C.M., Powell R. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California // J. Metamorf. Geol., 1984. V. 2. N. 1. P. 33-42.
- Johnson M.C., Rutherford M.J. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks // Geology. 1989. V. 17.P. 837-841.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G, Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W., Youzhi G. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // Mineralogical Magazine, April. 1997. V. 61, P. 295-321.
- Ota T., Buslov M.M., Watanabe T. Metamorphic evolution of the Late Precambrian eclogite and associated metabasites, Gorny Altai, Russia // Intern. Geol. Review. 2002. V. 44. P. 837–858.
- Schmidt M.W. Amphibole composition as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-inhornblende barometer // Contrib. Mineral. Petrol.. 1992. V. 110. P. 304-310.
- Searle M.P., Malpas J. Petrochemistry and origin of subophiolitic metamorphic and related rocks in the Oman Mountains // Journal of the Geological Society. 1982. V. 139. P. 235-248.
- Soret M., Agard P., Dubacq B., Plunder, A., Yamato P. Petrological evidence for stepwise accretion of metamorphic soles during subduction infancy (Semail ophiolite, Oman and UAE) // Journal of Metamorphic Geology. 2017. doi: 10.1111/jmg.12267

ПРИРОДНАЯ И ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛИ ОКОЛОЖИЛЬНОЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ БЕРЕЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ: ДВА СЦЕНАРИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Кучеренко И.В.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

NATURAL AND THEORETIC MODELS OF THE NEAR-VEIN METASOMATIC ZONING OF THE BERESITE TYPE: TWO SCRIPT FORMATION

Kucherenko I.V.

National research Tomsk polytechnic university

Developed by D.S. Korjinsky on the thermodynamics laws fundamentals the theory of the endogenous metasomatic zoning in near-vein its variant discovers and explains the structure of the metasomatic columns including reduction of the minerals and components number on one in every more rear zone right up to monomineral rear zone, in acid metasomatites – quartz vein. According to the theoretic script it is achieved by means of solution of the minerals and transition of the components from inert to mobile condition (in solution). The components diffuses from pore solution into fissure and as result move away from system of the metasomatism, except SiO₂, which forms quartz vein.

According to the natural script as result introduction in fissures hot metal-bearing solution it is formed fissure-pore rock-fluid system in which head diffusion of the components is arised from pore solution to fissure and from fissure to pore. Almost all Na and to 50 mass. per cent from initial content Si move away from wall rocks (to 1,5 t from 1 cubic metre). Other components of initial rocks are redistributed between mineral zones of forming metasomatic columns. Simultaneously K, S, CO₂ in the frame of deep faults femic elements Mg, Ca, Fe, Mn, P, Ti steady receives with fissure solutions and diffuses in pore solutions of the wall rocks, where they are fixed into composition of the sericite (K), carbonates (CO₂, Ca, Mg, Fe, Mn), oxide (Ti), phosphate (P), sulphides (S, coloured metals) mainly into quartz veins and rear zones of the near-vein metasomatic columns. In this conditions formation of the monomineral rear zone into metasomatic columns of the beresite petrochemic profile of the ore deposits impossibly. In adjacent with metalliferous quartz vein rear zone of the metasomatic columns is formed metasomatit – polimineral beresite in the composition of the quartz, sericite, Mg-Fe carbonates, sulphides, rutile, leucoxene, apatite, magnetite.

It is obvious that in the appraisal of the theory priority belong to natural mineral-petrochemic zoning. Since following out of theory model of zoning is not coordinated with the latter (inadequate it) its necessary to improve or to develop modern theory provided that all factors determining metasomatic zoning and influencing on it be take into account.

In correction of the theory following proved conditions are taken into account: 1) thermodynamic and physicochemic regimes in systems of the near-vein metasomatism and its evolution; 2) pulsation (portion) regime of the functioning of hydrothermal rock-oreforming systems; 3) stagnant regimes fissure and pore solutions into fissure-pore rock-fluid systems of the metasomatism; 4) mechanism of the masstransportation in processes of the near-vein metasomatism is concentration diffusion; 5) head diffusion of the components from pore solution.

Введение

В теории гидротермального породо-, рудообразования в числе других сохраняется нерешенной, а потому заслуживающей обсуждения и решения, проблема формирования минералого-петрохимической зональности околожильных метасоматических ореолов-колонок пропилит-березитового профиля, сопровождающих мезотермальные руды золота, урана, цветных металлов. Проблема заключается в несоответствии следующей из созданной Д.С. Коржинским (1982) теории метасоматической зональности в околожильном варианте модели с ее мономинеральной тыловой зоной природной типовой модели, включающей, напротив, полиминеральную тыловую зону. Поиск решения проблемы диктуется необходимостью углубления, совершенствования теории и коррекции аргументов другой сопряженной дискуссионной генетической проблемы – устранения разногласий в оценке принадлежности эпигенетических минеральных ассоциаций гидротермально измененных рудовмещающих черносланцевых толщ к сочетанию упомянутых метасоматических формаций (Околорудный..., 2008) или к производным регионального метаморфизма гидратации зеленосланцевой фации (Сизых и др., 2013; Gold..., 2014; Gold..., 2015; Synsedimentary..., 2015; Groves et al., 2016). Исходя из очевидного приоритета природной модели метасоматической зональности над теоретической ее моделью, призванной раскрывать, объяснять содержание природных процессов, используя современные методы корректной реконструкции условий формирования в природе околожильной метасоматической зональности, требуется понять причины несовершенства теоретической модели с целью их устранения и трансформации последней в адекватную созданным природой метасоматическим колонкам.

Объекты и методы исследования

Типовая природная модель околожильной минералого-петрохимической зональности разработана на основе результатов изучения метасоматических ореолов-колонок в мезотермальных месторождениях золота, в которых золоторудные кварцевые жилы и минерализованные зоны вмещают следующие породы:

- толща раннепротерозойских черных сланцев михайловской свиты в среднепалеозойском месторождении Чертово Корыто (Патомское нагорье);
- позднерифейские толщи черных сланцев в позднепалеозойских месторождениях Сухой Лог, Вернинском, Невском (Ленский район);

- раннепротерозойские гранитоиды кодарского комплекса в позднепалеозойском Верхне-Сакуканском месторождении (Кодарский хребет, Северное Забайкалье);
- позднерифейские толщи дифференцированных покрывных вулканитов и черных сланцев, позднерифейские, вендские и позднепалеозойские гранитоиды в позднепалеозойских Каралонском и Уряхском месторождениях (Северо-Муйский и Кодарский хребты, Северное Забайкалье);
- позднепалеозойские гранитоиды и послегранитные дорудные дайки умеренно-щелочных долеритов в позднепалеозойском Богодиканском месторождении (Северо-Муйский хребет, Северное Забайкалье);
- толща позднерифейских черных сланцев кедровской свиты и позднепалеозойская зрелая ультраметаморфическая очагово-купольная структура в позднепалеозойском Кедровском месторождении (Южно-Муйский хребет, Северное Забайкалье);
- ультраметаморфический комплекс архейского фундамента в позднепалеозойском месторождении Ирокинда (Южно-Муйский хребет, Северное-Забайкалье);
- позднерифейская толща покровных дифференцированных вулканитов в позднепалеозойском Петелинском кварцево-жильном поле (Южно-Муйский хребет, Северное Забайкалье);
- позднерифейские габброиды и гранитоиды в позднепалеозойском Западном месторождении (Южно-Муйский хребет, Северное Забайкалье);
- среднепалеозойские гранитоиды в среднепалеозойском месторождении Зун-Оспа (Восточный Саян);
- позднерифейская толща карбонатно-терригенных осадочных пород и среднепалеозойские гранитоиды в среднепалеозойском месторождении Зун-Холба (Восточный Саян);
- среднекембрийская толща покровных дифференцированных вулканитов в Берикульском месторождении (Кузнецкий Алатау);
- раннепалеозойские гранитоиды мартайгинского комплекса в раннепалеозойском Центральном месторождении (Кузнецкий Алатау);
- среднепалеозойская толща карбонатно-терригенных осадочных пород в позднепалеозойском месторождении Восточном (Юго-Восточное Прибалхашье);
- позднепалеозойские монцонитоиды в позднепалеозойском месторождении Когадыр (Южный Казахстан).

В перечисленных разнообразных по минералого-химическим составам, происхождению, возрасту горных породах картирование околорудных метасоматических ореолов-колонок сопровождалось отбором штуфных проб массой в среднем 1,5...2,0 кг в количестве от 1 до 3 в каждой минералого-петрохимической зоне. Минеральный состав исходных и подвергшихся метасоматизму пород определялся в оптическом и электронном с рентгеноспектральным сопровождением микроскопах. Полный химический (мокрый) силикатный анализ горных пород выполнялся в Центральной лаборатории ПГО «ЗапСибгеология» и в Западно-Сибирском испытательном Центре (г. Новокузнецк) под руководством И.А. Дубровской и Г.Н. Юминовой. Балансовые расчеты внутри- и межзональной миграции химических элементов в процессах метасоматизма выполнялись по объемно-атомному методу петрохимических пересчетов с последующей количественной оценкой миграции в процентах относительно исходных пород.

Теоретическая модель околожильной метасоматической зональности пропилит-березитовых колонок

Теория метасоматической зональности разработана Д.С. Коржинским (1982) на основе законов термодинамики с учетом считавшихся доказанными следующих представлений:

- гидравлически связанная система метасоматизма включает застойный поровый раствор горных пород и фильтрующийся по трещинам поступивший извне горячий раствор;
- от начала до завершения процесса горячий раствор поступает в систему непрерывно;
- все участвующие в метасоматическом процессе химические элементы (компоненты) дифференцируются по подвижности способности в условиях системы находиться в растворенном состоянии, мигрировать с разной скоростью или быть инертными в составе минералов на следующие совокупности: 1) наиболее подвижных, подвижность которых возрастает по мере увеличения температуры или давления (H2O, CO2), 2) весьма подвижных при всех условиях (Cl, S, Na, K), подвижных при определенных условиях (O2, Si, Mg, Ca, Fe), инертных при всех условиях (Al, P, Ti);
- миграция вещества (компонентов) в процессе околожильного метасоматизма осуществляется посредством концентрационной диффузии.

Инициирующее околожильный метасоматический процесс внедрение в разломы, трещины горячих, в том числе металлоносных, растворов из магматических очагов их генерации сопровождается возникновением в околотрещинном пространстве трещинно-поровых породно-флюидных систем, включающих горные породы, горячие просачивающиеся по трещинам и гидравлически связанные с ними застойные поровые растворы. Концентрационно-диффузионный механизм массопереноса в поровых растворах боковых пород доказывается изменчивостью содержаний химических элементов в метасоматических минералах переменного состава (Коржинский, 1982). Согласно теории, в околотрещинных породно-флюидных системах в условиях усиления термодинамических режимов в направлении к заполняющему трещину горячему раствору одновременно возникают фронты замещения минералов - границы формирующихся минеральных зон. Вследствие разной скорости продвижения фронтов замещения разных минералов на каждом фронте в более тыловой зоне метасоматических колонок полностью замещается по одному минералу с переходом в подвижное состояние по одному компоненту.

Уменьшение числа минеральных видов и содержаний всех петрогенных компонентов от фронтальной зоны метасоматических колонок к тыловой сопровождается формированием мономинеральной осевой зоны, в кислотных метасоматитах – кварцевой жилы вследствие нерастворимости кремнезема в кислотных средах.

Вместе с тем, известны случаи возникновения фронтов замещения, на которых число минералов не уменьшается или возрастает. Это возможно, если растворы пересыщены и в них кристаллизуются одновременно все минералы, компоненты которых пересыщают раствор. Возможно также замещение минералов компонентами раствора с возрастанием числа реакционных минералов. При дальнейшей диффузии эти добавочные минералы растворяются с уменьшением их числа «вплоть до мономинеральности» тыловой (осевой, – И.К.) зоны (Коржинский, 1982).

Типовая природная модель минералого-петрохимической зональности метасоматических колонок березитовой формации

В мезотермальных месторождениях золота околожильные метасоматические колонки занимают объемы, определяемые проницаемостью для растворов вмещающей среды: в массивных породах мощность метасоматических ореолов не превышает нескольких ... многих метров, в трещиноватых породах зон разломов, в черносланцевых толщах достигает

сотен ... первых тысяч метров.

Метасоматические колонки обладают минералого-петрохимической зональностью (табл. 1, 2), повторяющейся в изверженных, осадочных разных составов, метаморфических разных фаций породах и вследствие этого поддающейся типизации. Выделено пять минералого-петрохимических зон: фронтальная, хлоритовая (эпидотовая), альбитовая, тыловая (березитовая), осевая (рудоносная кварцевая жила).

Таблица 1.

Порядок минеральной зональности природной типовой диффузионной околожильной метасоматической колонки пропилит-березитового профиля

Минеральные зоны Mineral zones	Минеральный состав Mineral composition
Фронтальная:	$(\underline{nupokcehi} \pm \underline{amqufoni} \pm nonebie шпаты \pm биотит \pm myckobut \pm kbapu) + cepuцит \pm лейкоксен \pm pytun \pm магнетит \pm пирит ± kanьцит + альбит ± (keporeh) ± хлориты ± цоизит ± актинолит ± тремолит$
Frontal:	$(pyroxenes \pm amphiboles \pm feldspars \pm biotite \pm muscovite \pm quartz) + sericite \pm leucoxene \pm rutile \pm magnetite \pm pyrite \pm calcite + albite \pm (kerogene) \pm chlorites \pm zoisite \pm actinolite \pm tremolite$
Хлоритовая (эпидотовая, эпидот-хлоритовая):	$(\underline{\text{полевые шпаты}} \pm \text{кварц}) \pm \text{кварц} + \text{серицит} \pm \text{лейкоксен} \pm \text{рутил} \pm \text{магнетит} + пирит \pm \text{кальцит} \pm \text{доломит} \pm (\text{кероген}) + альбит \pm хлориты \pm цоизит \pm клиноцоизит \pm эпидот \pm сульфиды \pm золото \pm серебро$
Chloritic (epidotic, epidote-chloritic):	$\frac{(feldspars \pm quartz) \pm quartz + sericite \pm leucoxene \pm rutile \pm magnetite + pyrite \pm calcite \pm dolomite}{\pm (kerogene) + albite \pm chlorites \pm zoisite \pm clinozoisite \pm epidote \pm sulphides \pm gold \pm silver}$
Альбитовая:	(кварц) + кварц + серицит + лейкоксен + рутил + магнетит + пирит ± кальцит ± доломит – анкерит ± сидерит ± апатит + сульфиды + золото + серебро ± (кероген) + альбит
Albitic:	$(quartz) + quartz + sericite + leucoxene + rutile + magnetite + pyrite \pm calcite \pm dolomite - ankerite \pm siderite \pm apatite + sulphides + gold + silver \pm (kerogene) + albite$
Тыловая:	(кварц) + кварц + серицит + лейкоксен + рутил + магнетит + пирит ± кальцит ± анкерит ± сидерит ± брейнерит + апатит + сульфиды + золото ± серебро
Rear:	$(quartz) + quartz + sericite + leucoxene + rutile + magnetite + pyrite \pm calcite \pm ankerite \pm siderite \pm breunerite + apatite + sulphides + gold \pm silver$

Таблица 2.

Баланс (вынос-, привнос, в процентах) петрогенных элементов в зональных околорудных метасоматических ореолах мезотермальных месторождений золота Южной Сибири

Мине-ральная зона, пол- зона мineralzone and sub-zone Si Al K Na S* Co Ca Mg Fe ²⁺ Fe ³⁺ Ti P Mn 1. Momeralzone and sub-zone Si Al K Na S* Co Ca Mg Fe ²⁺ Fe ³⁺ Ti P Mn A 1. Momeralzone and sub-zone Si Al K Na S* Co Ca Mg Fe ²⁺ Fe ³⁺ Ti P Mn A 4 Mureparane Momeral Accord Memoral Accord Mg Fe ²⁺ Fe ³⁺ Ti P Mn A 5 0 0 -10 + 20 20 0 0 10 0 30 30 70 20 110 0 3,1 X (9) -10 10 -40 40 0 500 70 60 20 50 70 250 10 <t< th=""><th></th><th></th><th></th><th></th><th></th><th></th><th></th><th></th><th></th><th></th><th></th><th>_</th><th></th><th></th><th></th></t<>												_			
зона міneralzone and sub-zone Si Al K Na S* Co Ca Mg Fe ²⁺ Fe ³⁺ Ti P Mn A 1. Месторождение Ирокинда / Irokindinskoye deposit 1.1. Граниты мигматитовой выплавки, AR ₂ (3) / Granites of migmatitic melting AR ₂ (3) Фу(5) 0 0 -10 + 20 0 0 10 50 -60 1,2 Фи(6) 0 0 -10 + 20 20 0 0 10 0 3,1 X (9) -10 10 -40 40 0 500 70 60 60 -10 210 -50 6,9 A (8) 0 0 -20 -10 + 870 10 60 230 250 650 30 18,8 1.2. Фельзитовые микрогранит-порфиры, PZ ₃ (5) / Felsitic microgranite-porphyrys, PZ ₃ (5) K (4) -10 10 0 -60 140 120 180 170 60 280 190 <td>Мине-ральная</td> <td colspan="11">Химические элементы / Chemical elements</td> <td></td>	Мине-ральная	Химические элементы / Chemical elements													
І. Месторождение Ирокинда / Irokindinskoye deposit 1.1. Граниты мигматитовой выплавки, AR ₂ (3) / Granites of migmatitic melting AR ₂ (3) Фу(5) 0 0 -10 + 20 20 0 0 10 50 -60 1,2 Фи(6) 0 0 -10 + 20 20 0 0 10 10 50 -60 1,2 Фи(6) 0 0 -10 0 + 220 70 30 30 70 20 110 0 3,1 X (9) -10 10 -40 40 0 500 70 60 0 60 -10 210 -50 6.9 A (8) 0 0 -20 -10 40 20 200 220 100 230 250 650 30 18.8 1.2. Фельзитовые микрогранит-порфиры, PZ ₃ (5) / Felsitic microgranite-porphyrys, PZ ₃ (5) X (4) -10 10 0 -60<	зона, под- зона Mineralzone and sub-zone	Si	Al	K	Na	\mathbf{S}^*	C _o	Са	Mg	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Ti	Р	Mn	Δ
1.1. Граниты мигматитовой выплавки, AR ₂ (3) / Granites of migmatitic melting AR ₂ (3) Фу(5) 0 0 -10 + 20 20 0 10 10 50 -60 1,2 Фи(6) 0 0 -10 0 + 220 70 30 30 70 20 110 0 3,1 X (9) -10 10 -40 40 0 500 70 60 0 60 -10 210 -50 6,9 A (8) 0 0 -20 -10 + 870 10 60 20 50 70 250 10 4,5 T(7) -10 10 20 -90 + 2400 200 220 100 230 250 650 30 18,8 1.2. Фельзитовые микрогранит-порфиры, PZ ₃ (5) / Felsitic microgranite-porphyrys, PZ ₃ (5) X (4) -10 10 0 -60 140 120 180	1. Месторождение Ирокинда / Irokindinskoye deposit														
Фу(5) 0 0 -10 + 20 20 0 0 10 10 50 -60 1,2 Фи(6) 0 0 -10 0 + 220 70 30 30 70 20 110 0 3,1 X (9) -10 10 -40 40 0 500 70 60 0 60 -10 210 -50 6,9 A (8) 0 0 -20 -10 + 870 10 60 20 50 70 250 10 4,5 T(7) -10 10 20 -90 + 2400 200 220 100 230 250 650 30 18,8 1.2. Фельзитовые микрогранит-порфиры, PZ, (5) / Felsitic microgranite-porphyrys, PZ, (5) X (4) -10 10 0 -60 140 120 180 170 60 280 190 210	1.1. Граниты мигматитовой выплавки, $AR_2(3)$ / Granites of migmatitic melting $AR_2(3)$														
Фи(6) 0 0 -10 0 + 220 70 30 30 70 20 110 0 3,1 X (9) -10 10 -40 40 0 500 70 60 0 60 -10 210 -50 6,9 A (8) 0 0 -20 -10 + 870 10 60 20 50 70 250 10 4,5 T(7) -10 10 20 -90 + 2400 200 220 100 230 250 650 30 18,8 1.2. Фельзитовые микрогранит-порфиры, PZ ₃ (5) / Felsitic microgranite-porphyrys, PZ ₃ (5) X (4) -10 10 0 -60 140 120 180 170 60 280 190 210 12,6 A (6) -30 10 70 -50 20 300 240 330 330 80 500 310	Фу(5)	0	0	-10	-10	+	20	20	0	0	10	10	50	-60	1,2
X (9) -10 10 -40 40 0 500 70 60 0 60 -10 210 -50 6,9 A (8) 0 0 -20 -10 + 870 10 60 20 50 70 250 10 4,5 T(7) -10 10 20 -90 + 2400 200 220 100 230 250 650 30 18,8 1.2. Фельзитовые микрогранит-порфиры, PZ ₃ (5) / Felsitic microgranite-porphyrys, PZ ₃ (5) X (4) -10 10 0 -60 140 120 180 170 60 280 190 210 12,6 A (6) -30 10 70 -50 20 300 240 330 330 80 500 310 330 27,0 X (4) -30 20 160 -90 1900 390 350 390 210 450 520 <th< td=""><td>Фи(6)</td><td>0</td><td>0</td><td>-10</td><td>0</td><td>+</td><td>220</td><td>70</td><td>30</td><td>30</td><td>70</td><td>20</td><td>110</td><td>0</td><td>3,1</td></th<>	Фи(6)	0	0	-10	0	+	220	70	30	30	70	20	110	0	3,1
A (8) 0 0 -20 -10 + 870 10 60 20 50 70 250 10 4,5 T(7) -10 10 20 -90 + 2400 200 220 100 230 250 650 30 18,8 1.2. Фельзитовые микрогранит-порфиры, PZ ₃ (5) / Felsitic microgranite-porphyrys, PZ ₃ (5) X (4) -10 10 0 -60 140 120 180 170 60 280 190 210 12,6 A (6) -30 10 70 -50 20 300 240 330 330 80 500 310 330 27,0 T(6) -30 20 160 -90 1900 390 350 390 210 450 520 230 360 36,8 L Кедровское месторождение / Кедгоvskoye deposit 2.1. Альмандин-двуслюдяные плагиогнейсы, PZ ₃ (1) Аlmandine-two-mica plagioclase gneisses, PZ ₃ (1) </td <td>X (9)</td> <td>-10</td> <td>10</td> <td>-40</td> <td>40</td> <td>0</td> <td>500</td> <td>70</td> <td>60</td> <td>0</td> <td>60</td> <td>-10</td> <td>210</td> <td>-50</td> <td>6,9</td>	X (9)	-10	10	-40	40	0	500	70	60	0	60	-10	210	-50	6,9
T(7) -10 10 20 -90 + 2400 200 220 100 230 250 650 30 18,8 1.2. Фельзитовые микрогранит-порфиры, PZ ₃ (5) / Felsitic microgranite-porphyrys, PZ ₃ (5) X (4) -10 10 0 -60 140 120 180 170 60 280 190 210 12,6 A (6) -30 10 70 -50 20 300 240 330 330 80 500 310 330 27,0 T(6) -30 20 160 -90 1900 390 350 390 210 450 520 230 360 36,8 2. Кедровское месторождение / Kedrovskoye deposit 2.1. Альмандин-двуслюдяные плагиогнейсы, PZ ₃ (1) Аlmandine-two-mica plagioclase gneisses, PZ ₃ (1) 43 -27 7,0 X (1) -4 8,4 14 -21 160 -27 36 -48 22 35	A (8)	0	0	-20	-10	+	870	10	60	20	50	70	250	10	4,5
1.2. Фельзитовые микрогранит-порфиры, PZ ₃ (5) / Felsitic microgranite-porphyrys, PZ ₃ (5) X (4) -10 10 0 -60 140 120 180 170 60 280 190 210 12,6 A (6) -30 10 70 -50 20 300 240 330 330 80 500 310 330 27,0 T(6) -30 20 160 -90 1900 390 350 390 210 450 520 230 360 36,8 2. Кедровское месторождение / Kedrovskoye deposit 2.1. Альмандин-двуслюдяные плагиогнейсы, PZ ₃ (1) Almandine-two-mica plagioclase gneisses, PZ ₃ (1) Фу(1) -2 2,8 66 -55 -49 -48 -14 10 44 37 -12 143 -27 7,0 X (1) -4 8,4 14 -21 160 -27 36 -48 22 35 10 68 -35 6,0 <th< td=""><td>T(7)</td><td>-10</td><td>10</td><td>20</td><td>-90</td><td>+</td><td>2400</td><td>200</td><td>220</td><td>100</td><td>230</td><td>250</td><td>650</td><td>30</td><td>18,8</td></th<>	T(7)	-10	10	20	-90	+	2400	200	220	100	230	250	650	30	18,8
X (4) -10 10 10 0 -60 140 120 180 170 60 280 190 210 12,6 A (6) -30 10 70 -50 20 300 240 330 330 80 500 310 330 27,0 T(6) -30 20 160 -90 1900 390 350 390 210 450 520 230 360 36,8 2. Кедровское месторождение / Kedrovskoye deposit 2.1. Альмандин-двуслюдяные плагиогнейсы, PZ ₃ (1) Almandine-two-mica plagioclase gneisses, PZ ₃ (1) Фу(1) -2 2,8 66 -55 -49 -48 -14 10 44 37 -12 143 -27 7,0 X (1) -4 8,4 14 -21 160 -27 36 -48 22 35 10 68 -35 6,0 T(1) -48 -46 27 -96 </td <td></td> <td colspan="13">1.2. Фельзитовые микрогранит-порфиры, PZ₂ (5) / Felsitic microgranite-porphyrys, PZ₂ (5)</td> <td></td>		1.2. Фельзитовые микрогранит-порфиры, PZ ₂ (5) / Felsitic microgranite-porphyrys, PZ ₂ (5)													
A (6) -30 10 70 -50 20 300 240 330 330 80 500 310 330 27,0 T(6) -30 20 160 -90 1900 390 350 390 210 450 520 230 360 36,8 2. Кедровское месторождение / Kedrovskoye deposit 2.1. Альмандин-двуслюдяные плагиогнейсы, PZ ₃ (1) А (1) Фу(1) -2 2,8 66 -55 -49 -48 -14 10 44 37 -12 143 -27 7,0 X (1) -4 8,4 14 -21 160 -27 36 -48 22 35 10 68 -35 6,0 T(1) -48 -46 27 -96 2140 1330 716 439 65 61 98 653 42 45,0	X (4)	-10	10	10	0	-60	140	120	180	170	60	280	190	210	12,6
T(6) -30 20 160 -90 1900 390 350 390 210 450 520 230 360 36,8 2. Кедровское месторождение / Kedrovskoye deposit 2.1. Альмандин-двуслюдяные плагиогнейсы, PZ ₃ (1) Аlmandine-two-mica plagioclase gneisses, PZ ₃ (1) Фу(1) -2 2,8 66 -55 -49 -48 -14 10 44 37 -12 143 -27 7,0 X (1) -4 8,4 14 -21 160 -27 36 -48 22 35 10 68 -35 6,0 T(1) -48 -46 27 -96 2140 1330 716 439 65 61 98 653 42 45,0	A (6)	-30	10	70	-50	20	300	240	330	330	80	500	310	330	27,0
2. Кедровское месторождение / Kedrovskoye deposit 2.1. Альмандин-двуслюдяные плагиогнейсы, PZ3 (1) Аlmandine-two-mica plagioclase gneisses, PZ3 (1) Фу(1) -2 2,8 66 -55 -49 -48 -14 10 44 37 -12 143 -27 7,0 X (1) -4 8,4 14 -21 160 -27 36 -48 22 35 10 68 -35 6,0 T(1) -48 -46 27 -96 2140 1330 716 439 65 61 98 653 42 45,0	T(6)	-30	20	160	-90	1900	390	350	390	210	450	520	230	360	36,8
2.1. Альмандин-двуслюдяные плагиогнейсы, PZ_3 (1) Almandine-two-mica plagioclase gneisses, PZ_3 (1) $\Phi y(1)$ -22,866-55-49-48-14104437-12143-277,0X (1)-48,414-21160-2736-4822351068-356,0T(1)-48-4627-96214013307164396561986534245,0				2. К	едровск	сое место	рождени	e / Kedr	ovskoye	e deposit					
Almandine-two-mica plagioclase gneisses, PZ ₃ (1) $\Phi y(1)$ -2 2,8 66 -55 -49 -48 -14 10 44 37 -12 143 -27 7,0 X (1) -4 8,4 14 -21 160 -27 36 -48 22 35 10 68 -35 6,0 T(1) -48 -46 27 -96 2140 1330 716 439 65 61 98 653 42 45,0	2.1. Альмандин-двуслюдяные плагиогнейсы, PZ ₃ (1)														
	Almandine-two-mica plagioclase gneisses, PZ ₃ (1)														
X (1) -4 8,4 14 -21 160 -27 36 -48 22 35 10 68 -35 6,0 T(1) -48 -46 27 -96 2140 1330 716 439 65 61 98 653 42 45,0	Фу(1)	-2	2,8	66	-55	-49	-48	-14	10	44	37	-12	143	-27	7,0
T(1) -48 -46 27 -96 2140 1330 716 439 65 61 98 653 42 45,0	X (1)	-4	8,4	14	-21	160	-27	36	-48	22	35	10	68	-35	6,0
	T(1)	-48	-46	27	-96	2140	1330	716	439	65	61	98	653	42	45,0

2.2. Кварцевый диорит, гранодиорит, PZ ₃ (6) / Quartz diorite, granodiorite, PZ ₃ (6)														
X(16)	0	0	0	0	1010	940	0	0	0	-10	0	0	10	4,0
A (6)	-10	-10	20	-10	3170	2070	30	50	60	-30	90	50	40	12,0
T(1)	-50	-20	40	-80	4270	4700	220	240	170	320	170	160	240	41,0
Углеродистые полевошпат-кварцевые сланцы кедровской свиты, R ₃														
Carbonaceous feldspar-quartz slates of kedrovskaya suite, R,														
2.3. Метаалевропесчаники (10) / Metaaleuro-sandstones (10)														
A (1)	-17	4,9	248	-34	+	1905	33	1053	282	340	82	300	374	18,0
T(1)	-39	8,8	445	-93	+	6913	880	1781	447	125	73	672	347	43,0
3. Месторождение Чертово Корыто / Chertovo Koryto deposit														
Углеродистые полевошпат-кварцевые сланцы михайловской свиты, PR														
	Carbonaceous feldspar-quartz slates of mikhaylovskaya suite, PR													
	1	3.1.1	крупнозеј	рнисты	е метаале	вролиты	(5) / Bi	g-grain	metaale	urolites (() 	1		[
У (2)	0	0	0	-10	-30	-10	50	20	0	30	10	0	0	2,9
X (8)	-20	-30	-30	-70	120	1400	1180	100	70	10	540	840	560	29,7
T(1)	-40	-30	-10	-90	0	2800	1920	170	30	-90	570	900	2110	43,4
		3.2.	Мелкозер	нистые	е метапес	чаники (5) / Fine	-grain n	netasand	stones (5)			
У (1)	0	0	-30	80	180	40	30	10	0	-20	30	-30	100	3,5
У (3)	0	10	-20	10	130	100	80	120	30	70	20	0	150	6,5
X (6)	-40	0	-20	-70	430	1910	1400	330	160	30	820	890	1750	34,9
T(1)	-30	-10	-10	-90	10	1980	1260	260	110	180	790	870	3620	32,5
	3.3. Разнозернистые метапесчаники (3) / Various-grain metasandstones (3)													
У (1)	0	0	70	-70	1130	10	-40	110	60	90	30	-50	0	7,94
X (4)	-30	-10	0	-85	1640	1370	510	420	240	80	840	450	600	31,4
T(1)	-50	-30	-10	-90	6570	3180	1300	690	250	490	490	640	4600	55,6

Примечание. 1) Минеральные зоны и подзоны околорудных метасоматических ореолов: Фу, Фи – подзоны умеренного и интенсивного изменения фронтальной зоны, У, Х, А, Т – соответственно углеродистая, хлоритовая, альбитовая, тыловая зоны. 2) S^{*} – сера сульфидная, С_о – углерод окисленный (карбонатный), + – привнос S при содержании ее в исходной породе ниже предела чувствительности анализа. 3) В скобках – число проб, участвующих в расчете средних. 4) Δ – удельная масса перемещенного (привнесенного и вынесенного) вещества в процентах к массе вещества исходных пород в стандартном геометрическом объеме 10000 Å³. 5) Полные химические силикатные анализы горных пород выполнены в Центральной лаборатории ПГО «Запсибгеология» и в Западно-Сибирском испытательном центре (г. Новокузнецк) под руководством И.А. Дубровской и Г.Н. Юминовой

Note. 1) Mineral zones and subzones of near-ore metasomatic haloes: ΦY , ΦH are the subzones of moderate and intensive alteration of frontal zone; Y, X, A, T are the carbonaceous, chloritic, albitic and rear zones. 2) S* is the sulfide sulphur, C_o is the carbon oxidized, H⁺ is the hydrogen of water H₂O⁺. 3) In brackets – number of samples involved in the calculation of the average. 4) Δ is the specific weight of the removed (added and carried out) substance in relation in per cent to the weight of the initial rocks substance in standard geometric measurement 10000 Å³. 5) Complete chemical analysis of rocks were fulfil in Central laboratory of ΠΓO «ЗапСибгеология» and in West-Siberian Test Center (town Novokusnetsk) by I. Dubrovskaya and G. Yuminova

Смежная с последней тыловая зона сложена березитом в составе кварца, серицита, в разных сочетаниях карбонатов – кальцита, доломита, анкерита, сидерита, брейнерита, с примесью лейкоксена, рутила, магнетита, пирита (сульфидов), золота, серебра, в обрамлении глубинных разломов – апатита.

Наиболее объемная фронтальная зона мощностью до первых тысяч метров ограничена полным растворением цветных минералов (биотита, роговой обманки, пироксенов, оливина, актинолита) исходных пород, хлоритовая (эпидотовая) зона мощностью до десятков метров – растворением на внутренней границе хлорита (эпидота), альбитовая зона мощностью до первых метров – растворением на внутренней границе альбита, березитовая зона мощностью до 1,0 ...1,5 метров ограничена рудоносной кварцевой жилой.

В зонах разломов и в толщах черных сланцев с субпараллельными тектоническими швами наибольшей проницаемости приуроченные к ним березитовая и альбитовая зоны неоднократно чередуются в разрезе с фронтальной и смежной с ней хлоритовой (эпидотовой) зонами, образуя структуру «слоеного пирога».

В объемах промежуточных зон, как правило, к внутренним их границам возрастает масса минералов, исчезающих в более тыловых зонах (хлоритов, эпидота в хлоритовой, эпидотовой, альбита в альбитовой зонах), во всех зонах укрупняются кристаллы, возрастает магнезиальность, железистость цоизита, клиноцоизита, карбонатов, хлоритов, в направлении к тыловой зоне возрастает общая масса минеральных новообразований этапа метасоматизма.

Типовой петрохимический профиль процесса березитизации выражен в результатах балансовых расчетов миграции петрогенных компонентов при образовании околожильных метасоматических колонок мезотермальных золоторудных месторождений (табл. 2). Почти полный вынос из тыловых зон Na и частичный (до 50 мас. % от исходного содержания) Si сочетается с поступлением с металлоносными растворами извне более сильного основания K, заменившего Na в слюде, восстановленной S и CO₂ цветных металлов, задолженных в образовании соответственно сульфидов и карбонатов, золота и серебра. Эти компоненты также перераспределяются внутри колонок между минералого-петрохимическими зонами в соответствии с градиентами их концентраций.

В ближнем обрамлении глубинных разломов с металлоносными растворами поступают химические элементы фемофильной ассоциации – Са, Mg, Fe, Ti, P, Mn, которые фиксируются преимущественно в тыловых зонах в составе карбонатов, лейкоксена, рутила, апатита, образуют в околожильных метасоматических колонках, в том числе апочерносланцевых, контрастные аномалии и, судя по составу, служат вестниками мантийных глубин.

Обсуждение и выводы

Из приведенных материалов следует очевидный вывод о том, что теория метасоматической зональности в околожильном варианте создана человеком, а зональные околожильные метасоматические колонки мезотермальных месторождений, в частности, золота – природой по разным сценариям.

Различия в сценариях заключаются в следующем.

В теории, опирающейся на представление о дифференциальной подвижности компонентов в меняющихся термодинамических и физико-химических режимах систем мезотермального породо-, рудообразования, задействован, как отмечалось, эволюционный механизм их функционирования – непрерывного истечения металлоносных растворов из магматического источника и, соответственно, непрерывного поступления их в область породо-, рудообразования.

В период, предшествовавший созданию теории, С.С. Смирновым были опубликованы факты, доказывавшие пульсационный режим функционирования природных гидротермальных систем, – порционного поступления в образующиеся месторождения металлоносных растворов, неоднократно в ходе магматогенно-гидротермального процесса прерываемого инъекциями силикатных расплавов и образованием даек магматических пород (Смирнов, 1947). В последующие десятилетия это представление стало общим местом в теории рудообразования, как и представление о вулканических газах – надкритических водных металлоносных растворах, выходящих на дневную поверхность в периоды между извержениями вулканов.

Принятое в теории представление о фильтрации трещинных растворов при застойном режиме поровых в процессах околотрещинного метасоматизма не согласуется с многочисленными фактами пространственной сопряженности рудных столбов в заполняющих трещины рудоносных кварцевых жилах и контрастных аномалий металлов в боковых породах – тыловых зонах околожильных метасоматических колонок. Эти факты подчеркивают застойный режим растворов во всем объеме трещинно-поровых породно-флюидных породо- рудообразующих систем.

Балансовые расчеты межзональной миграции петрогенных компонентов в околотрещинных метасоматических колонках доказывают тот факт, что в мезотермальных рудных месторождениях теоретическая схема образования мономинеральной тыловой (осевой) зоны – в кислотных метасоматитах кварцевой жилы не реализуема по причине возникновения в формирующихся околотрещинных метасоматических колонках встречной диффузии компонентов. Преимущественно из тыловых зон этих колонок устойчиво удаляются только Na и частично (до 50 мас. %) Si, причем последний образует в трещинах кварцевые жилы и прожилки. Вынос Si до 1,0 ... 1,5 т из каждого кубометра боковой породы создает предпосылки для заполнения освобождающегося объема боковых пород образующимися минералами, компоненты которых в основном поступают с растворами извне, - К, CO₂, S, цветные металлы, в обрамлении глубинных разломов, кроме того, фемофильные металлы. В результате встречной диффузии компонентов образующиеся карбонаты, сульфиды, дополнительные количества серицита заполняют освобождаемое кремнием пространство преимущественно в смежной с кварцевой жилой березитовой, альбитовой зонах. В этих условиях декларируемое теорией образование мономинеральной кварцевой зоны невозможно. В связи с приведенными данными околотрещинные метасоматические колонки с мономинеральной кварцевой зоной (Петрография и петрология..., 2001) представляют, вероятно, редкие частные случаи дефицита в исходных породах щелочно-земельных металлов, а в поступающих растворах серы.

Раскрыть природный сценарий формирования околожильной метасоматической зональности возможно в теории, учитывающей все влияющие на нее факторы.

Список литературы

- Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. – М.: Наука, 1982. – 104 с.
- Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе / В.Л. Русинов, О.В. Русинова, С.Г. Кряжев, Ю.В. Щегольков, Э.И. Алышева, С.Е. Борисовский // Геология рудных месторождений. – 2008. – Т. 50. – № 1. – С. 3–46.
- Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород /М.А. Афанасьева и др. / под. ред. В.С. Попова, О.А. Богатикова. М.: Логос, 2001. 768 с.
- Сизых А.И., Юденко М.А Метаморфизм и метаморфогенное рудообразование Тыйско-Олокитского метаморфического пояса Северного Прибайкалья // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири / под ред. А.И. Сизых. – Иркутск: Изд-во Иркутского гос. ун-та, 2013. – С. 68–78.
- Смирнов С.С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений // Записки Всероссийского минералогического общества. Вторая серия. – 1947. – Ч. 76. – Вып. 1. – С. 23–36.
- Gold mineralization in Proterozoic black shales: example from the Haoyaoerhudong gold deposit, northern margin of the North China Craton / Wang Jianping, Liu Jiagun, Peno Runmin, Liu Zhenjiang, Zhao Baisheng, Li Zan, Wang Yufeng, Lui Chonghao // Ore Geology Reviews. – 2014. – V. 63. – P. 150–159.
- Gold mineralization and orogenic metamorphism in the Lena province of Siberia as assessed from Chertovo Koryto and Sukhoi Log deposits / M.A. Yudovskaya, V.V. Distler, V.Yu. Prokofiev, N.N. Akinfiev // Geoscience Frontiers. – 2015. DOI: 10.1016/j.gsf.2015.07.010.
- Groves D.I., Santosh M. The giant Jiaodong gold province: the key to a unified model for orogenic gold deposits? // Geoscience Frontiers. – 2016. – № 7. – P. 400–417.
- Synsedimentary to early diagenetic gold in black shalehosted pyrite nodules at the Golden Mile Deposit, Kalgoorlie, Western Australia / J.A. Steadman, R.R. Large, S. Meffre, P.H. Olin, L.V. Danyushevsky, D.D. Gregory, I. Belousov, E. Lounejeva, T.R. Ireland, P. Holden // Economic Geology. – 2015. – V. 110. – № 5. – P. 1157–1191.

МАССООБМЕН НА КОНТАКТЕ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ МЕТАПЕЛИТОВ, МЕТАБАЗИТОВ И ЖЕДРИТСОДЕРЖАЩИХ ГНЕЙСОВ В УСЛОВИЯХ АМФИБОЛИТОВОЙ-ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ МЕТАМОРФИЗМА

Лепезин Г.Г.

Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, г. Новосибирск

Описаны взаимоотношения высокоглиноземистых метапелитов с метабазитами и жедритсодержами гнейсами в составе Китойского месторождения силлиманита. Определены эффективные коэффициенты диффузии петрогенных компонентов в породах – Dt, мощности зон активного массообмена - 2h, длительность минералообразования – t = 5млн. лет и скорость движения границы раздела – V = 4см/млн.лет.

MASS EXCHANGE ON THE CONTACT OF HIGH-ALUMINA METAPELITES, METABASITES, AND GEDRITE-BEARING GNEISSES UNDER AMPHIBOLITES TO GRANULITE FACIES CONDITIONS

Lepezin G. G.

The relationships of high-alumina metapelites with metabasites and ge

drite-bearing gneisses in the Kitoy sillimanite deposit are described. The effective diffusion coefficients of major elements in rocks (Dt), the thickness of the zones of active mass exchange (2h), the duration of mineral formation (t = 5 Ma), and the velocity of the interface (V = 4 cm/Ma) are estimated.

Введение

Современная метаморфическая петрология базируется на принципах равновесной термодинамики. Постулируется, что при метаморфогенном минералообразовании достигается химическое равновесие, при этом даются ему такие определения, как «локальное», «мозаичное» и др. Данный подход лежит в основе парагенетического анализа, выделения фаций, субфаций и минералогической термобарометрии. Вместе с тем широкое распространение минералов с химической неоднородностью (гранаты, плагиоклазы, амфиболы и др.), разброс получаемых РТ оценок по термобарометрам, наличие реакционных зон на контактах сосуществующих фаз, продукты распада и другие данные свидетельствуют о том, что процессы метаморфизма далеки от равновесия.

Полнота превращения той или иной реакции зависит от многих факторов, в том числе от скоростей зародышеобразования минералов, их роста и растворения, коэффициентов диффузии в твердых фазах и во флюиде, а также от состояния среды, в которой они протекают. К тому же большинство метаморфических комплексов состоит из толщ, сложенных пачками разного химического состава: метапелиты, метабазиты метакарбонаты и др. В зонах их непосредственных контактов должны существовать градиенты концентраций, и как следствие, градиенты химических потенциалов, которые, в свою очередь, будут вызывать встречные потоки вещества. Такие примеры известны и с разной степенью детальности описаны в литературе (Лепезин, 1968; 1969; 2014; Лепезин и др., 1990; Сероглазов, 1992; Лепезин, Хлестов, 2009).

Данная работа посвящена анализу взаимоотношений выокоглиноземистых метапелитов с метабазитами и жедритосодержащими гнейсами в пределах Китойского месторождения силлиманита. Последнее находится на юго-западе Иркутской области и приурочено к одноименной серии Шарыжалгайокого выступа, слагающие породы которого считаются наиболее древними в Восточных Саянах. Возраст биотит-амфиболовых плагиогнейсов, определенный Rb-Sr методом, составляет 2827+-180 млн. лет, изохронный по мигматитам и гранитам – от 2.6 до 2.2 млрд. лет (Левицкий и др., 2001). Еще более древние значения получены по цирконам из плагиогнейсов онотского блока (Бибикова и др., 2006): 3351+-84 и 3386+-14 млн. лет.

Методика проведения исследований. Изучены два разреза. Опробование пород производилось по одной и той же схеме. Отбирался штуф размером 20-50см, который далее распиливался поперек контакта на две части. Из одной части штуфа параллельно контакту выпиливались пластинки мощностью 1 см и из них производились полные силикатные анализы. Из другой половины штуфа в крест простирания контакта готовились шлифы и в них непрерывно по разрезу анализировались на микрозонде САМЕВАХ Місго кордиериты, биотиты и амфиболы по полной программе, гранаты и плагиоклазы – по частичной по схеме край-центр-край каждого зерна.

Разрез №1 представлен высокоглиноземистыми метапелитами, содержащими прослой метабазитов. Минеральные ассоциации штуфа (рис.1, справа налево):1) Qtz+Pl+Kfs+Bt+Crd+Grt+Sil (And), 2)Qtz +Pl+Bt+Grt, 3) Qtz + Pl+Amp+Opx+-Cum, 4)Qtz +Pl+Bt+Grt, 5) Qtz+Pl+Kfs+Bt+Crd+Grt+Sil (And). Видимая мощность первого горизонта – 10см, второго -1см, третьего – 4см, четвертого - 1см, пятого (видимая) 2см. С приближением к метабазитам в метапелитах постепенно уменьшается содержание TiO, Al,O, K,O, но увеличивается количество FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, P₂O₅ и последовательно исчезают кордиерит, затем силлиманит. В метабазитах на контакте со вторым и четвертым горизонтами появляется куммингтонит, наблюдаются симплектиты, состоящие из плагиоклаз-роговообманкового агрегата, а на границе пироксена и граната - реакционные оторочки амфибола.

С изменением составов пород меняются и составы минералов. Практически все зерна плагиоклаза химически неоднородны, при этом в метапелитах они с обратной зональностью, в метабазитах - с прямой. Среднестатистическое содержание анортитового компонента в центральных частях зерен из метапелитов в удалении от контакта составляет 28.25%, во внешних зонах – 29.87%, в метабазитах - соответственно 100% и 95.55%. С приближением к контакту, как со стороны метапелитов, так и со стороны метабазитов, меняются составы внутренних и внешних частей зерен плагиоклазов, их радиусы и градиенты концентраций (центр-край/радиус).



Puc.1. Распределение минеральных ассоциаций при переходе от высокоглиноземистых метапелитов к прослою метабазитов.

Сопоставимо ведут себя и гранаты. С приближением к метабазитам в них уменьшается количество альмандина и увеличиваются содержания гроссулярового и пиропового компонентов. Зерна химически неоднородны, но разница в составах центральных и внешних зон небольшая.

Из проанализированных нами минералов практически не меняют свои составы кордиериты. Объясняется это тем, что они находятся вне зоны влияния метабазитов.

Параметры метаморфогенного минералообразования применительно к данному разрезу определялись следующим образом. В 1986 году П.Мирвольд (Mirwold, 1986) опубликовал работу, в которой показал, что содержание натрия в кордиеритах зависит от температуры. В последующем он провел более тщательные эксперименты (письменное сообщение) и не только подтвердил результаты своих ранних исследований, но и существенно их уточнил. По ним нами выведено следующее уравнение:

T°, C = 875 - 2680Na ϕ .e.

С его использованием и определялась температура, среднее ее значение для образца - Тср. = 780° С, S=25°, n=36. Давление оценивалось по магнезиальности кордиерита и граната в ассоциации Qtz+Cord+Grt+Al₂SiO₅. При этом привлекались уравнения разных авторов. Результаты сопоставимы между собой (P_{cp} в кб.): 6.6 +-0.28, 7.7+-0.4, 6.9+-0.25, 7.2+-0.29, 6.4+-0.08, 6.6+-0.3; P_{cp} = 6.9. Полученные оценки свидетельствуют о том, что минералообразование протекало на глубинах порядка 20км. При геотермическом градиенте 20-25°/км температура должна составлять 400-500°С, мы же имеем T_{cp} =780°С. Возникают явные противоречия и их нужно объяснять.

Обсуждение полученных результатов

$$\frac{\partial c}{\partial t} = D \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} \tag{1}$$

Концентрационные распределения компонентов в зависимости от расстояния, построенные для пород, плагиоклазов и гранатов, представлены на рис. 2-4. Результаты исследований свидетельствуют о том, что метабазиты и высокоглиноземистые метапелиты находились в реакционных взаимоотношениях. Поперек контакта закономерно меняются содержания петрогенных компонентов в породах, а соответственно и составы породообразующих минералов. Во всех случаях коэффициенты корреляции между С и L с 99 процентной вероятностью значимы. Профили являются диффузионными и могут быть описаны дифференциальным уравнением Фика

С здесь концентрация диффундирующего компонента, t – время, x – расстояние от контакта (x<0 для метабазитов, x>0 для высокоглиноземистых метапелитов), D есть эффективный коэффициент диффузии.

Данный пример можно рассматривать как случай одномерной диффузии на

контакте двух (-¥ < x < ¥) химически неравновесных сред. При условии ступенчатого начального распределения

$$C = C_1 \operatorname{при} x < 0, t = 0$$

$$C = C_2 \operatorname{прu} x > 0, t = 0$$

$$C(x,0) = f(x) = \begin{cases} C_1(x < 0) \\ C_2(x > 0) \end{cases}$$
(2)

решение уравнения (1) приобретает вид (Crank, 1975; Райченко, 1981).

$$c(x,t) = \frac{C_1 + C_2}{2} - \frac{C_1 - C_2}{2} \operatorname{erf} \frac{x - x_0}{2\sqrt{D}}$$
(3)

х здесь есть расстояние от контакта, x_0 - положение точек перегиба на концентрационных кривых, C_1 и C_2 исходные составы метабазитов, высокоглиноземистых метапелитов и присутствующих в них минералов в удалении от контакта. Эффективные коэффициенты диффузии для левой и правой частей разреза принимаются равными, $D_{Mn} = D_{M6} = D$. В рассматриваемом случае под эффективным коэффициентом диффузии понимается обобщенная характеристика, включающая диффузию в твердых фазах, поверхностную диффузию и диффузию во флюиде. Естественно, наиболее медленными (лимитирующими) здесь будут процессы массопереноса, происходящие в твердых фазах.

С использованием уравнения (3) методом наименьших квадратов для разных компонентов пород, плагиоклазов и гранатов определены C₁, C₂, Xo, и Dt. Мощность зоны активного массообмена – 2h рассчитывалась по формуле

$$(2h=2\pi\sqrt{D})$$



Рис.2. Распределение петрогенных компонентов в породах в разрезе в крест простирания контакта.L - расстояние от контакта, C- концентрации петрогенных компонентов



Рис. 3. Концентрационные профили, построенные по составам центральных и внешних частей зерен плагиоклазов. Во врезке показаны концентрационные профили для зерна плагиоклаза, находящегося на границе раздела.



Рис. 4. Концентрационные профили, построенные по составам центральных и внешних частей зерен гранатов. Во врезке показаны концентрационные профили для CaO в зерне граната, находящегося на границе раздела.

Из метабазитов выносятся, а в метапелиты привносятся CaO, Na₂O, FeO, MgO, P₂O₅, MnO, из метапелитов в метабазиты Al₂O₃, TiO₂ и K₂O. Мощности зон диффузионного обмена - 2h (см) в порядке их повышения: Al₂O₃ = 2.08; P₂O₅ = 2.74; CaO = 3.72; TiO₂ = 4.98; MnO = 8.24; MgO = 9.34; Na2O = 9.83; FeO = 13.69. В той же последовательности располагаются и величины Dt (CM²): Al₂O₃ = 0.11; P₂O₅ = 0.19; CaO = 0.35; TiO₂ = 0.63; MnO = 1.72; MgO = 2.21; Na₂O = 2.45; FeO = 4.75. Неопределенным в этой схеме является поведение SiO₂ и Fe₂O₃. Следует также иметь ввиду, что из-за относительно небольших различий в C1 и C2 для Na₂O, SO₃, TiO₂ и MnO в оценках их кинетических характеристик могут быть существенные погрешности.

Мощности зон диффузионного обмена –2h и Dt по плагиоклазам: по центральным частям зерен: центр – 2h = 2.18, Dt = 0.12; край –2h = 2.74, Dt = 0.19.

Мощности зон диффузионного обмена -2h и Dt по гранатам: по центральным частям зерен – MnO: 2h = 2.51, Dt = 0.17; CaO: 2h = 3.08, Dt = 0.24; FeO: 2h = 4.82, Dt = 4.82, Dt = 0.59; по внешним частям зерен – CaO: 2h = 4.86, Dt = 0.60, MnO: 2h = 6.10, Dt = 0.94; MgO: 2h = 9.81, Dt = 2.19; FeO: 2h = 12.67, Dt = 4.07.

Из представленных данных намечается следующий ряд подвижности компонентов в породах: 1) по петрогенным компонентам – FeO > Na₂O > MgO > MnO > TiO₂ > CaO > P₂O₅ > Al₂O₃; 2) по оксидам гранатов внешних частей зерен – FeO > MgO > MnO > CaO. Наибольшую подвижность в породах имеет FeO, наименьшую Al₂O₃. Их эффективные коэффициенты диффузии отличаются в 43 раза.

Ряд подвижности, установленный по оксидам гранатов в той же последовательности повторяет ряд подвижности одноименных петрогенных компонентов пород. Примечательно также и то, что близкими для них являются эффективные коэффициенты диффузии и мощности диффузионных зон (порода-гранат): FeO, Dt = 4.75 - 4.07, 2h = 13.69 - 12.67; MnO, Dt = 1.72 - 0.94, 2h =8.24 - 6.10; MgO, Dt = 2.21 - 2.19, 2h = 9.29 - 9.81; CaO, Dt = 0.24 - 0.60, 2h = 3.08 - 4.86.

Обращает на себя внимание то, что точки перегиба на концентрационных кривых, построенных по распределению разных компонентов пород и минералов, не совпадают между собой и с положением наблюдаемой границы раздела. За исключением СаО гранатов они смещены в сторону метапелитов. Это говорит о том, что происходило движение границы раздела. Положение исходной границы определяется по положению точки перегиба на концентрационной кривой, построенной по составам центральных частей плагиоклазов. Данный минерал имеет наиболее низкие коэффициенты диффузии, а поэтому именно он и должен определять положение исходной границы раздела.

При диффузионном взаимодействии двух сред А и В, каждая из которых изначально однородна, в соответствии с уравнением (3), описывающим динамику диффузионной зоны, следует, что в зоне непосредственного контакта независимо от колебаний температуры, давления содержания всех компонентов должны сохраняться практически постоянными на уровне полусумм их исходных концентраций (C1+C2)/2. Приведенные графики достаточно наглядно иллюстрируют этот факт. При этом диффузионные процессы внутри зерна идут, как в случае взаимодействия с окружением постоянного состава. В такой ситуации эволюция концентрационного профиля для сферического зерна (исходно однородного состава) описывается уравнением (Crank, 1985)

$$\frac{C(r,t) - C_0}{C_1 - C_0} = 1 + \frac{2R}{\pi r} \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{-1^n}{n} Sin \frac{n\pi r}{R} Exp\{-\frac{n^2 \pi^2 Dt}{R^2}\} \right)$$
(4)

где C(r,t) - концентрация на удалении г от центра зерна, R - радиус зерна, C0 - исходная концентрация, C1 постоянная концентрация на границе, а Dt - "диффузионный интеграл" (интеграл для коэффициента диффузии D по времени):

Формула (4) применима как к изотермическим моделям (с постоянным D), так и к "неизотермическому отжигу". Зная значения C0, C1, R и итоговые концентрации C(0, t) в центрах зерен можно рассчитать величины Dt. Они соответственно равны 0.00228 см² для анортитового компонента в плагиоклазе и 0.000442 см² для Ca в_гранате. Поскольку по магнию, железу и марганцу гранаты практически однородны (в пределах точности измерений), для них можно получить только предельные оценки Dt : Fe = 0.001 см², Mn, Mg = 0.0009 см².

Коэффициенты диффузии альбитового и анортитового компонентов в плагиоклазах при P =5кб, T=780 ° C (см²/сек): N30 - D = 1.022 x10⁻¹⁷; N 60 - D = 7.238 x 10⁻¹⁶; N90 - D = 5.125 x 10⁻¹⁴ (Королюк, Лепезин, 2009). Коэффициенты диффузии FeO, MnO, MgO и CaO в гранатах для тех же температур и давлений (Королюк, Лепезин, 2008): D_{Fe}=2.063 x 10⁻¹⁶; D_{Mn}=1.401 x 10⁻¹⁵: D_{Mg}=1.219 x 10⁻¹⁶ : D_{Ca}=2.317 x 10⁻¹⁸.

Для температуры 800°С получаем следующие оценки длительности метаморфогенного минералообразования (в млн. лет): $t_{pl} = 5.1$; $t_{CaGrt} = 4.4$. Их можно рассматривать лишь как минимальные, поскольку диффузионный обмен должен иметь место и при более низких температурах - на прогрессивной и регрессивой стадиях. При температурах ниже 550° С величины D в гранатах и плагиоклазах столь малы, что ощутимое диффузионное перераспределение компонентов в них возможно лишь за нереальные по длительности времена (многие миллиарды лет). Таким образом, все изменения концентрационных профилей в этих минералах целиком приходятся на периоды термической активизации до существенно более высоких температур. В изученном нами случае термобарометрические оценки дают на максимуме метаморфизма T_{max}= 780 - 800° С (при Р = 6.9 кбар). Расчеты показывают, что длительность этапа термической активизации, включая прогрессивную и регрессивную стадии составляет порядка 10.9 млн. лет. Следует отметить, что получена она с привлечением данных сразу по двум минералам. При этом вместо диаграмм состояния использованы условия связывающих границ, т.е. постоянство концентраций на контакте реагирующих сред. Такой подход является принципиально новым и оригинальным. Он особенно эффективен при решении подобных задач применительно к средне-высокотемпературным метаморфическим комплексам пестрого литолого-петрографического состава.

Средняя скорость роста и снижения температуры в интервале 550-800°С должна превышать 50°/млн. лет. Эти данные выглядят достаточно неожиданными, поскольку речь идет о породах архейского возраста. Косвенным подтверждением того, что метаморфизм был кратковременным является также незавершенность превращения андалузита в силлиманит (в поле устойчивости последнего).

На базе полученных величин Dt намечен следующий ряд подвижности петрогенных компонентов в породах: FeO > $Na_2O > MgO > MnO > TiO_2 > CaO > P_2O_5 > Al_2O_3$. Наибольшую подвижность имеет FeO, наименьшую - Al_2O_3 . В той же последовательности располагается и ряд подвижности одно-именных компонентов, выведенный по составам внешних зон гранатов. Сопоставимы у них эффективные коэффициенты диффузии и мощности диффузионных зон.

Оценки длительности метаморфогенного минералообразвания на уровне амфиболитовой-гранулитовой фации
свидетельствуют о кратковременности термического импульса, который имел место в пределах Шарыжалгайского комплекса в архее. Причем геологическая обстановка исследованного участка не дает возможности связать это с тепловым воздействием каких-либо интрузий.

Разрез №2 находится в 15-20м от разреза №1. Методически опробование здесь реализовано таким же путем, что и в разрезе №1.

Приняв за начало координат контакт жедритсодержащих гнейсов и высокоглиноземистых метапелитов, смену мине-

ральных ассоциаций по разрезу можно описать следующим образом (рис. 6, слева направо): $(-10 - 0 \text{ см}) - \text{Qtz} + \text{Bt} + \text{Crd} + \text{Amp} \pm \text{Opx}; (0 - 26 \text{ см}) - \text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Crd} + \text{Grt} + \text{Sill}; (26 - 36 \text{ см}) - \text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Crd} + \text{Sill}; (26 - 36 \text{ см}) - \text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Crd} + \text{Sill}; (1000 \text{ св}) + \text{Crd} + \text{Sill}; (26 - 36 \text{ см}) - \text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Crd} + \text{Sill}; (26 - 36 \text{ см}) - \text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Crd} + \text{Sill}; (26 - 36 \text{ см}) - \text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Crd} + \text{Sill}; (1000 \text{ св}) + \text{Crd} + \text{Sill}; (26 - 36 \text{ см}) - \text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Crd} + \text{Sill}; (26 - 36 \text{ см}) - \text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Crd} + \text{Sill}; (26 - 36 \text{ см}) - \text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Crd} + \text{Sill}; (1000 \text{ св}) + \text{Crd} + \text{Sill}; (26 - 36 \text{ см}) - \text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Crd} + \text{Sill}; (26 - 36 \text{ см}) - \text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Crd} + \text{Sill}; (26 - 36 \text{ см}) - \text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Crd} + \text{Sill}; (26 - 36 \text{ cm}) - \text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Crd} + \text{Sill}; (26 - 36 \text{ cm}) - \text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Crd} + \text{Sill}; (26 - 36 \text{ cm}) - \text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Crd} + \text{Sill}; (26 - 36 \text{ cm}) - \text{Qtz} + \text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Crd} + \text{Grt} + \text{Sill}; \text{Pl} + \text{Respective} + \text{Respective}$



Рис.5. Распределения приведенных концентраций компонентов в разрезе вкрест контакта, построенные по составам плагиоклазов, гранатов и пород.



*Рис.6.Распределение минеральных ассоциаций между жедритсодержащими гнейсами и выокоглиноземистыми метапели*тами.



Рис.7. Концентрационные профили петрогенных компонентов в породах с обменно-диффузионым типом их распределения. L – расстояние от контакта, C – концентрации компонентов.



Рис. 8. Распределение петрогенных компонентов в породах не подчиняющихся обменно-диффузионному типу.



Рис. 9. Зависимость содержания оксидов в биотитах от расстояния.

С приближением к жедритсодержащим гнейсам в метапелитах постепенно уменьшается содержание TiO₂, Al₂O₃, K₂O, увеличивается количество Fe₂O₃, FeO, MgO, При этом формы распределения перечисленных компонентов обменно – диффузионного типа (рис. 7). Неопределенными являются профили для остальных оксидов (рис, 8). За исключением SiO₂ разброс их концентраций укладывается в узкие пределы (масс.%): CaO = 0,78 – 1,44; Na₂O = 0,7 – 2,16; P₂O₅ = 0,02 – 0,07; SO₃ = 0,03 – 0,19. Низкие содержания характерны и для MnO, но его распределение, тем не менее, напоминает обменно-диффузионный тип.

С изменением составов пород меняются и составы сосуществующих фаз. Биотит - сквозной минерал. В удалении от контакта его количество в метапелитах составляет ~ 25 %, с приближением к жедритсодержащим породам уменьшается до 5 – 8%. В том же направлении закономерно меняются концентрации SiO₂, FeO, MgO, TiO₂, Al₂O₃, K₂O. При этом содержания трех первых компонентов линейно падают с расстоянием, распределения остальных – обменно-диффузионного типа (рис.9). Отметим, что в химических анализах данного минерала фиксируются повышенные концентрации Cr_2O_3 , дефицит калия и сумм оксидов.

Кордиерит также сквозной минерал. Тесно ассоциируя с силлиманитом и гранатом, образует вокруг них келифиты мощностью до 0.3 – 0.5мм. При этом, когда он замещает силлиманит, то в образующихся продуктах кроме него присутствует шпинель, тогда как при замещении граната шпинели нет. С приближением к жедритсодержащим гнейсам количество кордиерита увеличивается, в том же направлении растет и его магнезиальность.



Рис.10. Зависимость магнезиальности кордиерита и граната – X_{Mg} от расстояния: A – распределение концентраций FeO и MgO в зернах кордиеритов и гранатов, находящихся в сростках; B – зависимость X_{Mg} кордиерита и граната от расстояния для зерен, находящихся в сростках. С – зависимость магнезиальности граната от расстояния: 1 общая кривая, 2 - по составам зерен из центральных их частей, 3 – по составам зерен вблизи кордиерита.

Гранат встречается только в метапелитах. На отрезке 26 – 36 см он в породах отсутствует, но на этом отрезке в них практически нет и марганца (MnO = 0,01-0,02 мас.%). Надо полагать, что этот компонент инициирует образование граната. Минерал наблюдается в виде резорбированных выделений и всегда находится в окружении кордиерита. В сростках составы того и другого меняются вдоль разреза по тем же зависимостям, что и по другим частям отдельных зерен.

Магнезиальность первого из них растет с приближением к жедритсодержащим породам от $X_{Mg} = 0,115$ в удалении от контакта до $X_{Mg} = 0,232$ в непосредственном контакте (рис. 10), второго - от $X_{Mg} = 0,73$ до $X_{Mg} = 0,87$, При этом содержания CaO и MnO в гранатах низкие и практически не зависят от расстояния,

Амфиболы характерны только для жедритосодержащего горизонта. Зерна всегда химически неоднородны, причем

центральные их части обогащены глиноземом, количество которого в отдельных анализах достигает 17 масс, %, а к периферии - снижается до 0,9 %. Зональность резкая. Мощность внешних зон составляет 20 - 30 мкм. По оптическим характеристикам амфиболы центральных частей сечений отвечают жедритам.

Составы сосуществующих минералов следующим образом зависят от расстояния – L. Биотиты (масс, %): SiO₂ = 38.32 - 0.102 L, $r^2 = 0.81$; FeO = 10.78 + 0.15 L, $r^2 = 0.79$; MgO = 16.39 - 0.172 L, $r^2 = 0.86$; X_{Mg} = 0.735 - 0.00575 L, $r^2 = 0.86$. Концентрации TiO₂, Al₂O₃ и K₂O также коррелируются с расстоянием, но тип их распределения относится к обменно-диффузионному.

Поскольку в кордиеритах и гранатах основными переменными являются железо и магний, то зависимость их составов от расстояния можно представить в виде обобщенной характеристики $X_{Mg} = f(L)$: $X_{Mg}^{Crd} = 0.839 - 0.003 L$, $r^2 = 0.81$; $X_{Mg}^{Grt} = 0.238 - 0.0031 L$, $r^2 = 0.74$.

 X_{Mg} биотита, кордиерита и граната значимо коррелируются и с магнезиальностью содержащих их пород: $X_{Mg}^{Bt} = 1.74 X_{Mg}^{Rock} - 0.539$; $r^2 = 0.56$; n=24; $X_{Mg}^{Crd} = 0.981 X_{Mg}^{Rock} + 0.133$; $r^2 = 0.49$; n = 38; $X_{Mg}^{Grt} = 0.799 X_{Mg}^{Rock} - 0.344$; $r^2 = 0.41$; n = 19.

Таким образом, с приближением к жедритсодержащему горизонту увеличивается магнезиальность пород и всех присутствующих в них минералов (рис.11, 12). При этом коэффициенты корреляции между X_{Mg} и L во всех случаях с 95 - 99% вероятностью значимы. С той же вероятностью значимости коррелируются с магнезиальностью пород X_{Mg}^{Bt} ; X_{Mg}^{Crd} и X_{Mg}^{Grt} ; $X_{Mg}^{Bt} = 1.74 X_{Mg}^{Rock} - 0.539$; $r^2 = 0.56$; n = 24; $X_{Mg}^{Crd} = 0.981 X_{Mg}^{Rock} + 0.133$; $r^2 = 0.49$; n = 38; $X_{Mg}^{Grt} = 0.787 X_{Mg}^{Rock} - 0.344$; $r^2 = 0.41$; n = 19.

$$\begin{split} X_{Mg}^{^{\rm reg}} ^{^{\rm Roch}} &- 0.344; r^2 = 0.41; n = 19. \\ C_{\rm ледует} \ of parutь внимание и на коэффициенты pacnpe$$
 $деления - K_{_{\rm D}} магния и железа между сосуществующими ми$ нералами. Оказывается, что и они коррелируются с рассто $янием (puc13): K_{_{\rm D}}^{^{\rm Crd-Grt}} = 10.831 + 0.208 L, r^2 = 0.83, n = 16; \\ K_{_{\rm D}}^{^{\rm Bt-Grt}} = 5.482 + 0,047 L, r^2 = 0.76, n = 13; K_{_{\rm D}}^{^{\rm Bt-Crd}} = 1.849 + 0.021 L, r^2 = 0.42 (n = 37). \end{split}$

Обсуждение результатов исследований. Как уже говорилось выше, с приближением к жедритсодержащим породам в метапелитах закономерно меняются составы пород и составы породообразующих минералов. Для многих компонентов концентрационные профили являются диффузионными. Профили разреза №2 также можно отнести к случаю одномерной диффузии на контакте двух (-¥ < x < ¥) химически неравновесных сред и описать уравнениями (1), (2), (3).



Рис. 11. Зависимость магнезиальности (X_{Mg}) пород – Rock, гранатов - Grt, биотитов - Bt и кордиеритов - Crd от расстояния.







Рис. 13. Зависимость коэффициентов распределения – K_D^{Fe-Mg} сосуществующих фаз от расстояния.



Рис.14. Распределение приведенных концентраций компонентов в разрезе вкрест простирания контакта



Puc. 15. Диаграмма состояния системы SiO₂ - Al_2O_3 - MgO - FeO применительно к парагенезису Crd + Gr + Sill + Qtz.

Мощности зон диффузионного обмена - 2h (см) для пород в порядке их повышения: TiO₂ = 6.6; FeO = 7.8; K₂O = 8.5; Al₂O₃ = 9.5; Fe₂O₃ = 14.9; MgO = 14.3. В той же последовательности располагаются и величины Dt (см²): TiO₂ = 1,1; FeO = 1,5; K₂O = 1.85; Al₂O₃ = 2.28; Fe₂O₃ = 5.01; MgO = 5.16. Неопределенным является поведение SiO₂, Na₂O, CaO, SO₃, P₂O₅. Распределение MnO обменно-диффузионного типа, но разница в его исходных концентрациях между жедритсодержащими породами и высокоглиноземистыми метапелитами (C₁ - C₂) составляет всего лишь 0.08 масс..%, а поэтому в определении кинетических характеристик могут быть большие погрешности.

2
h и Dt по оксидам биотитов: ${\rm TiO_2}=6.2-0.98;\,{\rm Al_2O_3}=20.5-3.15;\,{\rm K_2O}=22.4-0.27.$

Из представленных выше данных намечается следующий ряд подвижности: 1) по петрогенным компонентам пород - MgO > Fe₂O₃ > Al₂O₃ > K₂O > FeO > TiO₂; 2) по оксидам биотитов - Al₂O₃ > TiO₂ > K₂O. Наибольшую подвижность в породах имеет MgO, наименьшую — TiO₂, по биотитам соответственно Al₂O₃ и K₂O. Их эффективные коэффициенты диффузии различаются в 5 – 12 раз.

Ряд подвижности, установленный по $Al_2O_3 > TiO_2 > K_2O$ биотитов, в той же последовательности повторяет ряд подвижности одноименных петрогенных компонентов пород. Примечательно также и то, что близкими для них являются величины Dt и мощности диффузионных зон 2h (порода-биотит): TiO₂, Dt = 1.10 – 0.98, 2h = 6.6 – 6.2; Al₂O₃, Dt = 2.28 – 3.15, 2h = 9.5 – 11.1.

Отдельного обсуждения заслуживает поведение FeO и MgO в кордиеритах, гранатах и биотитах. В интервале L= 0 - 30 см их магнезиальности линейно зависят от расстояния. Надо полагать, что в этих пределах и будут находиться мощности зон активного массопереноса,

Характерно, что положение точек перегиба на концентрационных кривых, построенных по распределению разных компонентов пород и биотитов, не совпадают между собой и с положением наблюдаемой границы раздела (рис.14). Они смещены в сторону жедритсодержащих пород. Это говорит о том, что рассматриваемый пример в действительности следует относить к случаю диффузии на контакте двух химически неравновесных сред с движущейся границей раздела. Движение последней выражается в замещении силлиманита и граната кордиеритом вплоть до полного их исчезновения вблизи контакта.

Особого внимания заслуживает поведение кордиерита и граната в ассоциации Crd + Grt + Sil + Qtz. С точки зрения диаграммы состояния SiO₂ – Al₂O₃ – FeO – MgO (рис. 15). конноды на ней должны соединять точки составов равновесно сосуществующих фаз и быть параллельны оси концентраций. В нашем случае они не параллельны, оценки давления

по кордиеритам всегда на 0,5 – 1 кб выше, чем по сосуществующим с ними гранатам.

Согласно диаграмме состояния магнезиальность кордиерита и граната в присутствии кварца и силлиманита должна меняться по реакции смещенного равновесия $\operatorname{Crd}_1 = \operatorname{Crd}_2 + \operatorname{Grt} + \operatorname{Sil} + \operatorname{Qtz}$, где $X_{Mg}^{\operatorname{Crd1}} < X_{Mg}^{\operatorname{Crd2}}$. С повышением давления реакция будет идти слева-направо, при снижении давления – в обратном направлении. При этом в первом случае $X_{Mg}^{\operatorname{Crd}}$ и $X_{Mg}^{\operatorname{Grt}}$ должны расти, количество кордиерита уменьшаться, а граната, силлиманита и кварца увеличиваться. Напротив, если магнезиальности сосуществующих фаз и их количественные соотношения меняются в обратном направлении, то это должно указывать на понижение давления. Применительно к нашему случаю ни один из этих вариантов развития событий не подходит.

С одной стороны, с приближением к жедритсодержащим породам X_{Mg}^{Crd} и X_{Mg}^{Grt} растут, что должно говорить об увеличении давления. С другой стороны, в том же направлении происходит замещение граната и силлиманита кордиеритом, а это возможно только при понижении давления. Противоречия явные и выходом из них может быть вариант реализации принципиально иного типа реакции: Grt + Sil + Qtz + MgO = Crd. Процесс протекает следующим образом: из жедритсодержащих пород в метапелиты привносится магний, магнезиальность системы растет, гранат в присутствии кварца и силлиманита при данных P–T параметрах становится неустойчивым и замещается кордиеритом. Именно этим и можно объяснить образование кайм последнего вокруг зерен граната и силлиманита и увеличение магнезиальности сосуществующих фаз.

Результаты проведенных исследований позволяют оценить не только эффективные коэффициенты диффузии оксидов в породах, но и скорость движения границы раздела. Исходное ее положение находится по положению точек перегиба на концентрационных кривых наименее подвижных компонентов (рис, 14), к числу которых относятся TiO₂, Al₂O₃, K₂O, X₀^{Rock}: TiO₂=19.8; Al₂O₃ = 22.9; K₂O = 18.1; X₀^{Bt}: TiO₂ = 22.1; Al₂O₃ = 20.5; K₂O = 22.4. По шести точкам – Хср = 21 ± 1см (19.8+22.9+18.1+22.1+20.5+22.4)/6. Выше было показано, что длительность минералообразования в пределах изученного района на пике метаморфизма составляет около 5 млн. лет. Отсюда следует, что средняя скорость движения границы раздела равна 4,2 см за миллион лет (21см/5млн,лет) или 1,33 х 10⁻¹³ см/сек.

Сравнительный анализ данных разреза №1 и разреза №2 (Табл.). Ранее отмечалось, что объекты исследований находятся в 15-20 метрах один от другого, По данным минералогической термобарометрии, условия минералообразования у них сопоставимы и составляют: Тср. = 800 ±16° С и Рср. = 7 ± 0.5 kb.

Таблица.

Компоненты	C ₁	C ₂	X ₀	Х _{0 нб.} -Х _{0исх.}	Dt	2h	$D_{\Im \phi}$				
Разрез №1											
(контакт метабазитов и высокоглиноземистых метапелитов).											
Породы											
TiO ₂	1.8	1.81	1.00	+0.39	0.63	4.98	4, 00×10^{-15}				
Al ₂ O ₃	13.83	28.56	3.07	+2.46	0.11	2.08	6, 98x10 ⁻¹⁶				

Среднестатистические составы исходных пород, минералов и кинетические характеристики массообмена

FeO	11.35	3.22	4.11	+3.50	4.75	13.69	3, 01x10 ⁻¹⁴					
MnO	0.21	0.01	4.35	+3.74	1.72	8.24	1, 09x10 ⁻¹⁴					
MgO	5.47	3.08	5.30	+4.69	2.21	9.34	1, 40x10 ⁻¹⁴					
CaO	12.16	0.60	1.70	+1.09	0.35	3.72	2, 22x10 ⁻¹⁵					
Na ₂ O	0.39	0.28	1.76	+1.15	2.45	9.83	1, 55x10 ⁻¹⁴					
P ₂ O ₅	0.13	0.02	2.10	+1.49	0.19	2,74	1, 20x10 ⁻¹⁵					
X_0 исх. = 0.61 см; V = 1.2 х 10 ⁻¹ см/млн. лет (3.9 х 10 ⁻¹⁵ см/ сек).												
Плагиоклазы (центр)												
C, An	100.0	28.25	0.61	0.00	0.12	2.18	7,61x10 ⁻¹⁶					
Плагиоклазы (край)												
C, An	95.55	29.87	0.72	+0.11	0.19	2.74	1,20x10 ⁻¹⁵					
Гранаты (центр)												
FeO	29.99	36,04	0,02	-0,59	0,59	4,82	3,74x10 ⁻¹⁵					
MnO	0.65	1,79	0,11	-0,50	0,94	6,10	5,96x10 ⁻¹⁵					
MgO	4.76	2,19	1,50	+0,89	2,48	9,29	1,57x10 ⁻¹⁴					
CaO	6.37	1,07	-0,31	-0,92	0,24	3,08	1,52x10 ⁻¹⁵					
Гранаты (край)												
FeO	28.40	35.77	0.44	-0.17	4.07	12.67	2,58x10 ⁻¹⁴					
MnO	1.14	1.76	0.35	-0.26	0.17	6.10	1,08x10 ⁻¹⁵					
MgO	4.6	3.25	1.94	+1.03	2.19	9.81	1,39x10 ⁻¹⁴					
CaO	6.06	1.01	-0.47	-1.08	0.60	4.86	3,81x10 ⁻¹⁵					
Разрез №2 (контакт жедритсодержащих пород и высокоглиноземистых метапелитов)												
TiO ₂	0.5	1.2	19.8	-1.2	1.10	6.6	6, 98x10 ⁻¹⁵					
Al ₂ O ₃	16.3	23.9	22.9	1.9	2.28	9.5	1, 45x10 ⁻¹⁴					
Fe ₂ O ₃	1.8	0.8	16.9	-4.1	5.01	14.1	3, 18x10 ⁻¹⁴					
FeO	5.1	3.5	15.7	-5.3	1.54	7.8	9, 70x10 ⁻¹⁵					
MnO	0.13	0.07	9.0	-12.0	0.75	1.73	4, 76x10 ⁻¹⁵					
MgO	10.0	4.3	9.2	-11.8	5.16	14.3	3, 27x10 ⁻¹⁴					
K ₂ O	1.05	2.56	18.1	-2.9	1.85	8.5	1, 17x10 ⁻¹⁴					
Х ₀ исх. = 21.0 см; V = 4.2 ст/млн. лет (1.34 х 10 ⁻¹³ ст/сек).												
Биотиты												
TiO ₂	2.6	4.0	22.1	-1.1	0.98	6.2	6,22x10 ⁻¹⁵					
Al ₂ O ₃	16.5	18.6	20.5	-0.5	3.15	11.1	2,00x10 ⁻¹⁴					
K ₂ O	8.7	9.6	22.4	-1.4	0.27	3.3	1,71x10 ⁻¹⁵					

Примечание: C₁ и C₂ в масс,%; Хо и 2h в см; Dt, см²; D_{э ϕ}, cm²/сек

Метапелиты того и другого разрезов хотя и имеют различия, но они не слишком большие. Различаются в основном химические составы контактирующих с ними пород. Иименно это и наложило свой отпечаток на кинетические характеристики массообмена: Dt, 2h и D_{эф}.

Dt, cm² (paspes №1- paspes №2): TiO₂ = 0.63 - 1.10; Al₂O₃ = 0.11 - 2.28; FeO = 4.75 - (Fe₂O₃ = 5.01, FeO = 1.54); MnO = 1.72 - 0.75; MgO = 2.21-5.16.

Мощности активного массообмена, <u>2h</u>, <u>cм</u> (разрез №1разрез №2): TiO₂= 5.0 - 6.6; Al₂O₃: 2.1 - 9.5, Fe₂O₃ = 14.1; FeO = 13.7 - 7.8, MnO = 8.2 - 1.7; MgO = 9.3 = 14.3; CaO = 3.7; Na₂O = 9.8; K₂O = 8.5.

Зная величины Dt и длительность можно вывести и эффективные коэффициенты диффузии петрогенных компонентов в породах. Они в целом укладываются в интервал значений 6. 98 х 10⁻¹⁶ см²/сек – 1. 17х10⁻¹⁴ см²/сек. При этом минимальные значения имеет Al_2O_3 первого разреза, максимальные K_2O второго разреза.

Наибольший разброс величин эффективных коэффициентов диффузии петрогенных компонентов характерен для разреза № 1. При этом максимальные значения имеет DэфFeO, минимальные - DэфAl₂O₃. Между собой они различаются в 43 раза. Что же касается эффективных коэффициентов диффузии петрогенных компонентов разреза № 2, то их разброс находится в пределах одного порядка,

Эффективные коэффициенты диффузии FeO и MgO разреза № 1 и разреза № 2 различаются между собой в 2-4 раза, в то время как их коэффициенты диффузии в гранатах в 60-370 раз ниже Dэф пород. Отсюда следует, что преобладающий вклад в суммарный баланс массопереноса оксидов железа и магния вносит не гранат, а кордиерит и биотит. Надо полагать, что причиной этого являются более высокие в них коэффициенты диффузии тех же компонентов.

Положение точек перегиба - Хо на концентрационных кривых относительно наблюдаемой границы раздела, см (разрез №1- разрез №2): TiO₂ = 1.0 - 19.8; Al₂O₃ = 3.1- 22.9, Fe₂O₃ = 16.9 - 15.7; MnO = 4.4 - 9.0; MgO = 5.3 - 9.2; CaO =1.7; Na₂O = 1.8; K₂O = 18.1. Практически все точки перегиба на концентрационных кривых разреза № 1 от наблюдаемой границы смещены в сторону метабазитов, в то время как в разрезе №2 они смещены в сторону высокоглиноземистых метапелитов.

Скорости движения границ раздела, см/млн. лет (см/сек). Разрез №1: V = 0,61 см/5млн. лет = $1,2 \cdot 10^{-1}$ см/млн. лет (3,9 $\cdot 10^{-15}$ см/ сек). Разрез №2 : V = 21см/5млн, лет = 4,2 см/млн, лет (1,33 $\cdot 10^{-13}$ см/сек).

В разрезе № 1 наблюдаемая граница раздела практически совпадает с исходной, т.е. здесь реализовался вариант диффузии без движения границы раздела. При взаимодействии химически неравновесных пород, находящихся в контакте, происходил диффузионный обмен оксидами между одноименными минералами (гранат и плагиоклаз высокоглиноземистых метапелитов обменивались соответственно с гранатом и плагиоклазом метабазитов без каких - либо новообразований.

В разрезе № 2 наблюдаемая граница раздела смещена от исходной границы в сторону жедритчодержащих гнейсов на расстояние в 21см. В этом случае реализовался вариант диффузии с движущейся границей раздела. Здесь, наряду с диффузионным обменом петрогенных компонентов между химически неравновесными породами, одновременно происходила реакция смещенного равновесия Grt + Sil + Qtz + MgO = Crd с замещением граната и силлиманита в присутствии кварца высокоглиноземистых метапелитов кордиеритом за счет привноса магния из жедритовых гнейсов.

Сравнительный анализ взаимоотношений высокоглиноземистых метапелитов с метабазитами и жедритсодержащими гнейсами показывает, что при одних и тех же PT – параметрах, протекающие на их контактах процессы имеют ряд принципиальных различий: 1) они отличаются величинами эффективных коэффициентов диффузии петрогенных компонентов; 2) у них разные мощности зон активного массообмена; 3) на контакте метапелитов и метабазитов происходил диффузионный обмен оксидами между одноименными фазами без образования новых минералов; 4) принципиальное отличие разреза №2 от разреза №1, состоит в том, что он относится к случаю одномерной диффузии с движущейся границей раздела.

Список литературы

- Бибикова Е.В., Туркина О.М., Кирнозова Т.Н., Фугзан М.М. Древнейшие плагиогнейсы Онотского блока Шарыжалгайского выступа: изотопная геохронология // Геохимия. 2006. №3. С.347-352.
- Королюк В.Н., Лепезин Г.Г. Анализ экспериментальных данных по коэффициентам диффузии Fe, Mn, Mg и Ca в гранатах// Геология и геофизика //2008. Т. 49. №8. С. 739-753
- Королюк В.Н., Лепезин Г.Г. Коэффициенты гетеровалентной диффузии NaSi – CaAl в плагиоклазах // Геология и геофизика. Т.50. №12. 2009.С.1478-1487
- Левицкий В.И., Сандимирова Г.П., Мельников А.И.. Корреляция эндогенных процессов в докембрийских комплексах юго-восточного Присаянья// Геодинамические режимы формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса. Иркутск; ИГУ. 2001. С. 177-214.
- Лепезин Г.Г. Происхождение прямой и обратной зональности в метаморфических плагиоклазах// ДАН СССР. 1968. Т.183. №6. С. 1410-1413.
- Лепезин Г.Г. Диффузионный метасоматоз при региональном метаморфизме// ДАН СССР. 1969. Т.186. №6. С. 1401-1404.
- Лепезин Г.Г. Массообмен на контакте высокоглиноземистых метапелитов и жедритсодежащих гнейсов при высоких температурах и умеренных давлениях//Геохимия. 2014.№11. С. 1-
- Г.Г. Лепезин, В.В.Хлестов. Массоперенос на контакте высокоглиноземистых метапелитов и метабазитов (на примере высокотемпературного Шарыжалгайского комплекса, Восточные Саяны)// Геохимия, №1, 2009,с. 1-16
- Лепезин Г.Г., Сероглазов В.В., Усова Л.В., Лаврентьев Ю.Г. Масштабы массопереноса на контакте метапелитов и метабазитов// ДАН СССР. 1990. Т.314. №5. С. 1218-1222.
- Сероглазов В.В. Массоперенос на контакте высокоглиноземистых гнейсов и метагипербазитов (Шарыжалгайский комплекс, Восточный Саян)// Докл. РАН. 1992. Т. 323. № 5. С.925-929.
- Райченко А.И. Математическая теория диффузии в приложениях // «Наукова думка», 1981. 292с.
- Crank J. The mathematics of diffusion/ Oxford: Oxford University Press//1975. 414p.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ОБСТАНОВОК КОЛЛИЗИИ, РАСТЯЖЕНИЯ И СДВИГОВЫХ ЗОН: МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ

Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Крылов А.А.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

Метаморфизм является следствием и индикатором геодинамики и магматизма, а корреляция этих процессов позволяет реконструировать последовательность событий при развитии литосферы. Для выяснения тектоно-магматических причин развития разных типов метаморфизма весьма перспективно исследование P-T-t трендов. Их интерпретация представляет достаточно сложную проблему в областях полициклического развития подвижных поясов, где разные типы метаморфизма сочетаются друг с другом. Эти сочетания свидетельствуют о разных геодинамических обстановках и отражают определенные геолого-тектонические закономерности в эволюции земной коры. В докладе эти вопросы обсуждаются на примере докембрийских комплексов Енисейского кряжа, которые характеризуются проявлениями контактового и зонального LP/HT метаморфизма, обусловленных магматическим теплом, коллизионного метаморфизма MP/HT и HP/LT, связанного с надвигами и субдукцией, стресс-метаморфизма при деформационных процессах и ультравысокотемпературного UHT гранулитового метаморфизма. Анализ новых данных позволил выявить ряд важных петрологических и геодинамических следствий.

METAMORPHIC INDICATORS FOR COLLISION, EXTENSION AND SHEAR ZONE SETTINGS OF THE EARTH CRUST

Likhanov I.I., Nozhkin A.D., Krylov A.A.

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Novosibirsk

Metamorphic rocks are widespread in the Earth's crust and can provide important information on the thermodynamic conditions of petrogenesis. Thus, metamorphism is viewed as a strong indication of endogenous activity, while its possible causal correlation with the tectonic and magmatic processes helps to reconstruct a succession of global events that punctuate the history of the lithosphere. The reconstruction of the geologic history of the Yenisei Ridge is of great importance, because it gives new insights into the tectonic evolution of orogenic belts along ancient craton margins, which are characterized by different types of metamorphism, and provides a solution for the problem of the amalgamation of the Siberian craton in the Rodinia and Nuna supercontinents. The aim of this study is to reconstruct P–T–t paths of metamorphic units to obtain information on tectonic processes operating within the Yenisei Ridge during Meso- and Neopproterozoic times and correlate them to a succession of global events that played the important role in the evolution of Rodinia.

Эффективным методом для выяснения тектоно-магматических причин метаморфизма является реконструкция Р-Т-t трендов. Наиболее широко этот подход применяется при интерпретации эволюции орогенов с полициклической историей, где разные типы метаморфизма сочетаются между собой в контрастных геодинамических обстановках (Ревердатто и др., 2017). В докладе эти вопросы обсуждаются на примере докембрийских комплексов Енисейского кряжа, в составе которых известны проявления контактового и LP/ НТ метаморфизма, обусловленные восходящими движениями магмы, коллизионного метаморфизма MP/HT и HP/LT, связанные с надвигами и субдукцией, стресс-метаморфизма при деформационных процессах и UHT гранулитового метаморфизма. Полиметаморфизм пород - наложение поздних ассоциаций на ранние в ходе разных геодинамических событий - четко отслеживается по реакционным микроструктурам, химической зональности минералов, конфигурации Р-Т трендов и изотопным датировкам.

В Заангарье на первом этапе сформировались зональные комплексы низких давлений And-Sil типа гренвильского возраста при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте dT/dH=25-35°C/км (Лиханов, Ревердатто, 2011). На втором этапе вблизи надвигов эти породы подверглись неопротерозойскому (с двумя пиками) коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ky-Sil типа, в результате чего происходило прогрессивное замещение And→Ky±Sil (Лиханов, Ревердатто, 2014). Формирование более древних пород тейского комплекса происходило в результате надвигов блоков пород со стороны Сибирского кратона на рубеже 850 млн лет (Likhanov et al., 2004).

Поздний коллизионный метаморфизм пород гаревского комплекса с возрастом ~800 млн лет контролировался встречными движениями в результате аккреционных событий вальгальской складчатости (Likhanov et al., 2015). Среди особенностей этого метаморфизма выделяются малая видимая мощность зон (от 3 до 8 км) и постепенное повышение общего давления при приближении к надвигам (от 4,5 до 8 кбар) при слабых вариациях температуры, что свидетельствует о весьма низком метаморфическом градиенте от 7 до 14°С/км (рис. 1) (Лиханов и др., 2006 а,б).

Во всех случаях наложение более высокобарического этапа сопровождалось существенным ростом содержания Grs минала синхронно с уменьшением концентрации Y и HREE в зональных гранатах (Лиханов, Ревердатто, 2016; Скублов, 2005). Эти признаки характерны для коллизионного метаморфизма, обусловленного утолщением земной коры в результате быстрого надвига с последующим быстрым подъемом пород, т.е. когда при скоростях процессов около 1-10 мм/год не достигалось выравнивание температур между блоками земной коры из-за тепловой инерции по сравнению с давлением (Коробейников и др., 2006). Различия в направлении движения регрессивных ветвей, определяющих итоговую траекторию P-T-t трендов, контролируются разными скоростями и механизмами эксгумации: эрозионной денудацией перекрывающих комплексов (CW) или тектонической транспортировкой при растяжении земной коры (CCW) (Скляров, 2005). Декомпрессионное остывание с низким dT/dH≤12°C/км пород гаревского комплекса могло быть связано с быстрой

тектонической эксгумацией при растяжении и утонении коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остыть среды (рис. 1). Это подтверждается синхронностью их проявлений с продуктами бимодального магматизма рифтогенной природы.



Рис. 1. P-T-t тренды эволюции метаморфизма для гнейсов тейского (1–4) и гаревского (5–7) комплексов Заангарья Енисейского кряжа. Пунктиром и штрихпунктиром показано положение минеральных равновесий для метапелитов и координаты тройной точки.

Комплексы с субизобарическим остыванием образуются в условиях длительного охлаждения на средне-нижнекоровых уровнях глубинности (Harley, Motoyoshi, 2000). В качестве примера приведена эволюция Р-Т параметров с ходом "против часовой стрелки" при высоком градиенте до 200°С/кбар, указывающая на развитие UHT парагенезисов Ангаро-Канского блока при сильном прогреве ≥900°С с последующим субизобарическим остыванием (рис. 2). Такие условия отвечают обстановкам внутриплитного растяжения, сопровождаемого андерплейтингом базитовых расплавов в связи с предполагаемой активностью Тимптонского мантийного плюма (~1750 млн лет) в составе Транссибирской КМП (Лиханов и др., 2016).

В пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны породы подвергались интенсивным деформациям с полной перекристаллизацией субстрата (Likhanov, Santosh, 2017). Динамометаморфизм гранулитов и образование высокобарических тектонитов происходили при низком dT/dH<10°C/ км с ростом давления на 1.5-3 кбар в сравнении с фоновыми значениями регионального метаморфизма. Максимальные превышения давления на ≥5 кбар и температуры на 200°C установлены в бластомилонитах с реликтовыми глауко-фансланцевыми ассоциациями (Лиханов и др.,. Различия в P-T параметрах согласуются с численными экспериментами

о локальном разогреве пород при вязких деформациях (Burg, Schmalholz, 2008) и/или превышении ориентированного тектонического давления над литостатическим в зонах пластического сдвига (Schmalholz, Podladchikov, 2013), что может свидетельствовать о тектоническом контроле стресс-метаморфизма в шовных зонах коры. При анализе новых данных выявлен ряд важных петрологических и геодинамических следствий.

Список литературы

- Коробейников С.Н., Полянский О.П., Лиханов И.И., Свердлова В.Г., Ревердатто В.В. Математическое моделирование надвига как причины формирования андалузит-кианитовой метаморфической зональности в Енисейском кряже // Доклады Академии Наук. 2006. Т. 408. № 4. С. 512-516.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Нижнепротерозойские метапелиты Енисейского кряжа: природа и возраст протолита, поведение вещества при коллизионном метаморфизме // Геохимия. 2011. Т. 49. № 3. С. 239-267.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Р-Т-т эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и Геофизика. 2014. Т. 55. № 3. С. 385-416.



Рис. 2 P-T-t тренды ультравысокотемпературных гранулитов канского комплекса с движением "против часовой стрелки" на петрогенетической диаграмме в системе KFMASH. Пунктирными линиями показано содержание Al₂O₃, мас % в ортопироксене.

- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Количественный анализ массопереноса при полиметаморфизме метапелитов Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 8. С. 1527-1547.
- Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Коллизионный метаморфизм как результат надвигов в заангарской части Енисейского кряжа // Доклады Академии Наук. 2006. Т. 411. № 2. С. 235-239.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Геохимические свидетельства природы протолита железисто-глиноземистых метапелитов Кузнецкого Алатау и Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 119-131.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В. Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 423-440.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В. Ранние этапы эволюции Палеоазиатского океана на западе Сибирского кратона по данным геохронологических и геохимических исследований Енисейского кряжа // Доклады Академии Наук. 2017. Т. 476. № 3. С. 321-326.
- Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2017. 331 с.
- Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб.: Наука. 2005. 147 с.
- 11. Скляров Е.В. Механизмы эксгумации метаморфических

комплексов // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 71-75.

- Burg J.-P., Schmalholz S.M. Viscous heating allows thrusting to overcome crustal scale buckling: numerical investigation with application to the Himalayan syntaxes // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 274. P. 189-203.
- Harley S.L., Motoyoshi Y. Al zoning in orthopyroxene in a sapphirine quartzite: evidence for >1120°C UHT metamorphism in the Napier Complex, Antarctica, and implications for the entropy of sapphirine // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2000. V. 138. P. 293–307.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // Journal of Metamorphic Geology. 2004. V.22. P. 743-762.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. P-T-t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V.113. P. 391-410.
- Likhanov I.I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2017. V. 300. P. 315-331.
- Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y. Tectonic overpressure in weak crustal-scale shear zones and implications for exhumation of high-pressure rocks // Geophysical Research Letters. 2013. V. 40. P. 1984-1988.

ОСОБЕННОСТИ МАССОПЕРЕНОСА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ МЕТАПЕЛИТОВ

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Крылов А.А.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

В результате совместного изучения петрологических и геохимических аспектов сосуществующих минералов из гнейсов гаревского комплекса Енисейского кряжа показано, что основной причиной резкого роста содержания СаО в гранатах при коллизионном метаморфизме является его привнос из плагиоклаза, меняющего свой состав на более кислый. Синхронное увеличение содержания гроссулярового минала в гранатах и анортитового компонента в плагиоклазах обусловлены метаморфическими реакциями разрушения эпидота. Выполненные расчеты уравнений реакций, анализ баланса вещества и особенности изменения минерального состава при коллизионном метаморфизме изученных гнейсов показали существенно изохимический характер процесса в отношении большинства компонентов системы. Наибольшей миграционной подвижностью относительно других элементов в процессах коллизионного метаморфизма обладают Y и HREE. Особенности распределения и более высокие масштабы массопереноса HREE контролируются их гетеровалентным изоморфизмом с СаО в гранатах.

MASS-TRANSFER IN METAPELITES DURING MULTISTAGE METAMORPHISM

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Krylov A.A,

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Novosibirsk

Pelitic gneisses and schists from the Garevka Complex (Yenisey Ridge) at the western margin of the Siberian craton contain zoned garnet porphyroblasts that show clear evidence of multistage growth. The three discrete stages define a counter-clockwise P-T path involving initial prograde low pressure heating followed by near isothermal medium-pressure compression and post-peak retrograde synexhumation decompression and cooling. The combined study of the variations of in situ major and trace element mineral compositions of coexisting minerals and mineral modes with changing P and T conditions and metamorphic reactions in rocks allowed us to reconstruct the metamorphic process in detail. A significant increase in pressure during prograde collision-related metamorphism correlates with in an abrupt increase of Ca in garnets, which in turn is accompanied by a significant decrease in HREE and Y contents. Decrease in temperature and pressure during retrograde metamorphism led to increase in the HREE and Y content in garnets with concomitant decrease of grossular component of garnet. A pronounced systematic negative correlation between HREE including Y content and Ca content in garnet can be attributed to substitution of trivalent REEs and Y for divalent Ca cations on eightfold sites. The main reasons for the sharp increase in Ca content in garnets during collisional metamorphism are (1) the redistribution between garnet and plagioclase, which became less calcium in composition, or (2) consequences of the epidote breakdown mineral reactions. A mass balance of major and trace elements between the reactants and products of metamorphic reactions yields very good matches between the measured and reconstructed abundances in all cases, indicating that collisional metamorphism was essentially isochemical with respect to substantially all elements, with the exception of HREE. The minimum reaction volume in which mass transfer occurred did not exceed ~1 mm³. The total HREE balance requires a rather greater reaction volume involved in the redistribution of HREEs of the order 3-8 mm³, which provide evidence for their relatively higher migration mobility during metamorphism in comparison with other rare earth elements.

Диагностическим признаком коллизионных процессов в метапелитах является химическая зональность гранатов, проявленная в значительном росте содержания гроссулярового (от 1 до 6 мас%) и уменьшении спессартинового компонентов синхронно со слабыми вариациями других миналов (Лиханов, Ревердатто, 2014 а,б). Такие особенности зональных гранатов характерны для большинства надвиговых областей мира с полициклической историей (Лиханов и др., 2005,2006; Ревердатто и др., 2017; Likhanov et al., 2004, 2016). Природа этого явления не изучена. Выяснение этого вопроса представляет существенный интерес, поскольку характер перераспределения кальция между минералами переменного состава лежит в основе современных калибровок геобарометров. Эти исследования также важны для решения одного из ключевых вопросов метаморфизма о балансе вещества при минеральных преобразованиях горных пород. Эффективным подходом к решению таких задач является совместное исследование особенностей распределения главных химических компонентов и микроэлементах в породообразующих минералах вместе с реальными метаморфическими реакциями в горных породах (Mulrooney, Rivers, 2005; Likhanov et al., 1994; Likhanov, 1998; Likhanov, Reverdatto, 2008; Лиханов, Ревердатто, 2016; Nehring et al., 2010). В этой связи был изучен массоперенос при минеральных превращениях с учетом зональности в зернах граната в метапелитах гаревского комплекса Енисейского кряжа, ориентированный, главным образом, на установление миграционной подвижности и масштабов перераспределения главных и редких элементов.

В конфигурациях P-T-t трендов метаморфизма пород гаревского комплекса отчетливо выделяются три этапа, где за начальными низкобарическими (4.5-5 кбар/560°С) событиями следовал почти изотермический значительный рост давления до 8-9 кбар, завершившийся регрессивным декомпрессионным остыванием. Эволюция P-T параметров с ходом "против часовой стрелки" с низким dT/dH≤12°C/км могла быть связана с быстрой тектонической эксгумацией при растяжении и утонении коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остыть среды. Это подтверждается синхронностью их проявлений с продуктами бимодального магматизма рифтогенной природы, маркирующих верхнюю возрастную границу коллизионного метаморфизма в регионе (Likhanov, Santosh, 2017).



Рис. 1. Спектры распределения редкоземельных элементов в зональных гранатах и плагиоклазах (1-обр. 56, 2-обр.27), эпидоте (а) и других минералах (б) - участниках реакций, нормированные к хондриту (Boynton, 1984), в сравнении с микроэлементным составом породы. Grt, Grt, u Grt, – составы ядра, средней зоны и каймы в зернах граната.

При анализе геохимических закономерностей поведения главных и редких элементов в разных зонах гранатов и содержащихся в них минеральных включениях, сформированных при прогрессивном и регрессивном метаморфизме, установлено, что рост температуры и давления приводил к уменьшению концентрации Y и HREE в гранатах, а повышение в содержании этих компонентов было связано с понижением P-T параметров (рис. 1). В результате совместного исследования мультикомпонентной химической зональности минералов с химическими реакциями, рассчитанными по реальным составам породообразующих фаз, выявлено, что основной причиной резкого роста содержания СаО в гранатах при коллизионном метаморфизме является массообмен между гранатом и плагиоклазом. Синхронное увеличение содержания гроссулярового минала в гранатах и анортитового компонента в плагиоклазах может быть обусловлено метаморфическими реакциями разрушения эпидота.

Участие зональных порфиробласт граната в метаморфических реакциях позволяет оценить объемы перераспределения компонентов между реагирующими фазами исходя из поперечных размеров каждой из зон. Расчеты уравнений реакций, анализ баланса вещества и особенности изменения минерального состава при коллизионном метаморфизме изученных гнейсов показали изохимический характер процесса в отношении большинства компонентов системы. Минимальный объем такой системы, в котором происходил взаимный обмен всеми химическими элементами и достигался полный баланс главных и редких элементов между реагирующими фазами, не превышал ~1 мм³. Наибольшей миграционной подвижностью в процессах метаморфизма обладают HREE, требующие больший объем для сохранения материального баланса (3-8 мм³). Особенности распределения и более высокие масштабы массопереноса HREE могут контролироваться гетеровалентным изоморфизмом по следующей схеме: $AREE^{3+} + BFe^{2+} \leftrightarrow ACa^{2+} + BAl^{3+}$ (Carlson, 2012), на что указывает систематическая отрицательная корреляция между содержаниями CaO и HREE в гранате. Эта реакция включает перекрестный катионный обмен Mg²⁺ или Fe²⁺ на Al³⁺ в октаэдрических позициях с одновременным катионным обменом REE³⁺ и Y на Ca²⁺ в позициях AO₈-полиэдров. CaO и HREE, занимающие одну кристаллохимическую позицию, могут замещать друг друга при метаморфизме (Скублов, 2005; van Westrenen et al., 2003), что обосновывается схожими величинами их ионных радиусов (Ague, Carlson, 2013).

Список литературы

- 1. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Р-Т-т эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 3. С. 385-416.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геохимия. 2014. Т. 52. № 1. С. 3-25.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Количественный анализ массопереноса при полиметаморфизме метапелитов Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 8. С. 1527-1547.
- 4. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. Минеральные равновесия и Р-Т диаграмма для железисто-глиноземистых метапелитов в системе KFMASH // Петрология. 2005. Т. 13. № 1. С. 81-92.
- Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Коллизионный метаморфизм как результат надвигов в заангарской части Енисейского кряжа // Доклады Академии Наук. 2006. Т. 411. № 2. С. 235-239.
- Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2017. 331 с.
- Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб.: Наука. 2005. 147 с.
- 8. Ague J.J., Carlson W.D. Metamorphism as garnet sees it:

the kinetics of nucleation and growth, equilibration, and diffusional relaxation // Elements. 2013. V. 9. P. 439-445.

- 9. Boynton W.V. Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63-114.
- Carlson W.D. Rates and mechanism of Y, REE, and Cr diffusion in garnet // American Mineralogist. 2012. V.97. P. 1598-1618.
- Likhanov I.I. Chloritoid, staurolite and gedrite of the highalumina hornfelses of the Karatash pluton // International Geology Review. 1988. V. 30. P. 868-877.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Precambrian Fe- and Alrich pelites from the Yenisey Ridge, Siberia: geochemical signatures for protolith origin and evolution during metamorphism // International Geology Review. 2008. V.50. P. 597-623.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Memmi I. Short-range mobilization of elements in the biotite zone of contact aureole of the Kharlovo gabbro massif (Russia) // European Journal of Mineralogy. 1994. V. 6. No. 1. P. 133-144.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // Journal of Metamorphic Geology. 2004. V.22. P. 743-762.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. P-T-t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V.113. P. 391-410.
- Likhanov I.I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2017. V. 300. P. 315-331.
- Mulrooney, D. & Rivers, T. 2005. Redistribution of the rareearth elements among coexisting minerals in metamorphic rocks across the epidote-out isograd: an example from the St. Anthony Complex, northern Newfoundland, Canada. Canadian Mineralogist, 43, 263-294.
- Nehring F., Foley S.F., Holtta P. Trace element partitioning in the granulite facies // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2010. V.159. P. 493–519.
- van Westrenen W., Allan N.L., Blundy J.D., Lavrentiev M. Y., Lucas B., Purton J. A. Trace element incorporation into pyrope-grossular solid solutions: an atomistic simulation study // Physics and Chemistry of Minerals. 2003. V.30. P. 217-229.

ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ ХРОМИТНОСНОСТЬ ГИПЕРБАЗИТОВ УЗБЕКИСТАНА (ПО ПЕТРОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Лоскутов И.Ю.

Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

Имеющиеся в литературе анализы альпинотипных гипербазитов Узбекистана (Зенкова, Далимов, 2009), позволили оценить потенциальную хромитоносность офиолитов трёх районов – Северный Нуратау, Тамдытау и Южной Ферганы на основе их состава. Основой расчетов явились 57 силикатных анализов пород офиолитов (Зенкова, Далимов, 2009), из которых было отобрано 29 анализов пород непосредственно ультраосновного состава.

При оценке перспективности объектов была использована «методика оценки потенциальной хромитоносности ультрабазитов по петрохимическим данным» (Лоскутов, Велинский, 1989, Лоскутов, 2010). Вкратце её суть сводится к использованию комплексного петрохимического показателя, позволяющий соотносить состав исследуемых объектов (гипербазитов) с эталонными (рудоносными) телами. Полученное уравнение разработано на основе данных по Уральскому региону методом линейных дискриминантных функций. Результаты оценки приводятся в виде карты изолиний по конкретной площади, либо в виде гистограмм, характеризующих характер распределения данного показателя для массива, пояса, региона (в нашем случае). Использование методики на одном из объектов Алтае-Саянской складчатой области позволило обнаружить хромитовую минерализацию в двух из трёх скважинах, заданных на спрогнозированных плошалях.

В нашем случае характер распределения дискриминатора показал практически полную бесперспективность рассмотренных пород на локализацию хромовых руд. (рис.1.)

Положительными значениями характеризуются всего три силикатных анализа пород. Это антигоритовый серпентинит араванского ультрамафитового интрузива, перидотит Карачатырской полосы серпентинитов, перидотит Надирского интрузива Сарталинской полосы. (Зенкова, Далимов, 2009)

Полученный результат характеризует перспективность гипербазитов региона на хромовое оруденение <u>лишь в рамках имеющегося опробования</u>. Следует также добавить неоднородность фактического материала, что связано с различными методиками выполнения силикатных анализов и неполнотой определяемых компонентов – например, в 48 % данных определение содержания трехокиси хрома не проводилось. Этот компонент входит в комплексный показатель и в среднем увеличивает его значение на 1 единицу.

При необходимости дальнейших исследований, отбросив формально геологические предпосылки, рекомендуется детальное петрохимическое опробование ультраосновных тел, в первую очередь Араванского, Надирского интрузива и Карачатырской полосы серпентинитов, пробы по которым дали положительные значения.

Список литературы

- Зенкова С., Далимов Т.Н. Альпинотипные гипербазиты Узбекистана. Сравнительная характеристика химизма. Lambert Academic Publishing, 2012. 64 с.
- Лоскутов И.Ю., Велинский В.В. Петрохимические критерии оценки хромитоносности альпинотипных гипербазитов // Геол. и геофиз., 1989, № 12. С. 60-70.
- Лоскутов И.Ю. Петрохимический метод поиска хромитовых руд в альпинотипных серпентинитах // Геология и минерагения Сибири. Новосибирск, 2010, СНИИГ-ГиМС, С. 129-133.



Рис.1. Характер распределения дискриминатора хромитоносности проанализированной группы. n – число анализов, Z₀ – значения комплексного показателя. Линия тренда полиномиальная четвертой степени.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЗОНАЛЬНОСТИ ПЛАГИОКЛАЗА ИЗ ДАЦИТОВ КАЛЬДЕРНЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ ПЕРЕШЕЙКА ВЕТРОВОГО И ЗАЛИВА ЛЬВИНАЯ ПАСТЬ (О. ИТУРУП, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

Максимович И.А.¹, Смирнов С.З.^{2,3}, Котов А.А.¹, Тимина Т.Ю.², Шевко А.Я.²

¹ Новосибирский государственный университет, Новосибирск ² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск ³ Томский государственный университет, Томск

The Vetrovoy Isthmus and the Lvinaya Past' bay are located on the Iturup island (Kuril island arc). They are the results of largescale plinian eruptions of compositionally similar dacitic magmas. This study is devoted to a comparative analysis of the crystallization parameters of melts, which led to large-scale explosive eruptions. The most informative in studying the evolution of the melt is plagioclase. The plagioclase phenocrysts of the investigated objects have a complex zonal-sectorial patterns and composition, which are not typical for silicic rocks in island-arc systems. It was shown that increase of Ca in the plagioclase is related to increase of fluid pressure in both volcanic magma chambers. The study revealed that minerals of the Vetrovoy Isthmus and Lvinaya Past' have crystallized from similar melts. Despite the compositional similarity of the melts, the phenocryst assemblage of the Lvinaya Past' differs from Vetrovoy Isthmus by the presence of the amphibole, which indicates that the pressure in the magmatic chamber exceeded 1.5 kbar at a 4-6 wt. % in H₂O in the melt. The rocks of the Vetrovoy Isthmus do not contain amphibole phenocrysts, but melt and fluid inclusion assemblages demonstrate that the magma degassed in the course of evolution. This is an indication that the pressure did not exceed significantly 1 kbar. The difference in crystallization and degassing history of both volcanic centers is explained by different depth of the dacitic magma storage.

Введение

Курило-Камчатская островодужная система, протягивающаяся от полуострова Камчатка, до острова Хоккайдо, является областью современного активного вулканизма. На островах Большой Курильской гряды представлен широкий по составу спектр вулканических пород: от базальтов до риолитов. Наиболее распространенными породами являются андезиты. Кислые вулканиты представлены в меньшей степени, чем основные и средние, и их доля увеличивается в южном направлении. Тем не менее, кислые породы Курильских островов являются относительно малоизученными и имеют большое значение для понимания эволюции островодужных магм и формирования коры Курильской островной дуги.

Кальдера Львиная Пасть (ЛП) располагается в южной части о. Итуруп. Северо-западная часть кальдерной постройки отсутствует и ее кратер заполнен водами Охотского моря. Кальдера имеет форму эллипса с субмеридианальным простиранием длиной оси. Оценки объема изверженного материала по разным источникам варьирует от 20 до 170 км³ (Дегтерев и др., 2014; Новейший и современный вулканизм, 2005); максимальный диаметр кальдеры составляет 9 км., глубина кальдерной полости 1 км. Фрагменты соммы образуют хребет Безводный высотой 350-400 метров. Внутренние стенки кальдеры сложены чередующимися лавовым и пирокластическим материалом (Ломтев, 2008). По размерам кальдера Львиная Пасть сопоставима с кальдерой озера Курильского, с которым связано самое мощное эксплозивное извержение в голоцене на п-ове Камчатка (Базанова и др., 2016).

Перешеек Ветровой (ПВ) располагается в центральной части острова и отделяет полуостров Медвежий от остальной части острова. Весь район ПВ покрыт пемзовыми отложениями мощностью более 264 метров, появление которых связано с крупным извержением, произошедшим в позднем плейстоцене. В соответствии с государственной геологической картой масштаба 1:200000 (Ковтунович и др. 2002), вулканогенные отложения ПВ, находящиеся под водой, протягиваются на 10 км в акваторию Охотского моря в северо-западном направлении. С помощью космоснимков в центральной части ПВ отчетливо дешифрируются кольцевые структуры, которые являются остатками крупной кальдерной постройки диаметром более около 7 км. Средняя высота по гребню соммы около 180 м, максимальная - 264 м. По оценке И.В. Мелекесцева (Мелекесцев и др., 1988) объем изверженных пород кальдеры Перешейка Ветровой (ПВ) составляет около 100 км³.

Целью данной работы является определение особенностей процессов, приведших к извержениям ПВ и ЛП на основании сравнительного анализа зонально-секториального строения и включений минералообразующих сред во вкрапленниках плагиоклаза.

Методы исследований

Валовый состав пород был определен методами рентгеннофлуоресцетного (РФА) и ICP-MS анализов в Центре коллективного пользования научным оборудованием для многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН.

Рентгеноспектральный анализ. Составы минералов и стекол поверхность РВ во вкрапленниках пемз определялись энергодисперсионным методом рентгеноспектрального анализа (ЭДС) на СЭМ Tescan MIRA-3 LMU, оснащенным системой микроанализа, с программным обеспечением INCA Energy 450+ и анализатором X-Max 80. Ускоряющие напряжение составляло 20 кВ, ток зонда 1.4 - 1.6 нА, диаметр фокусированного электронного пучка 10 нм. Время счета 60 секунд. При данных параметрах анализа пределы обнаружения разных элементов варьируют в пределах 0.1-0.3 мас. %. Анализ стекла включения проводился сканированием площадки 10x10 мкм для уменьшения эффекта потери натрия (Lineweaver, 1963; Morgan, London, 1996; Morgan, London, 2005). Для каждого включения проводилось три анализа стекла и один анализ минерала-хозяина вблизи включения. Анализ минерала-хозяина осуществлялся для контроля правильности. При необходимости вводилась коррекция.

Минералогия и петрография исследуемых объектов

Породы ЛП и ПВ представлены белыми или светло-серыми сильно пористыми вулканическими породами – пемзами и пемзовыми песками. Они содержат около 25-30% вкрапленников. Порфировые вкрапленники погружены в гиалиновую основную массу кислого состава (SiO₂ 73-76 мас.%), имеющую волокнистое строение. Вкрапленники представлены плагиоклазом, кварцем, авгитом (Woll 0.43-0.44, Mg# 0.73-0.74), гиперстеном (Mg# 0.62-0.64) и Fe-Ti оксидами (Смирнов и др., 2017). Характерным отличием ассоциации вкрапленников пемз кальдеры Львиная Пасть является наличием в них амфибола. В пемзах перешейка Ветрового вкрапленники амфибола отсутствуют. Апатит не встречается в качестве вкрапленника, но обильно представлен в ассоциациях кристаллических включений во всех минералах. Также среди минеральных включений темноцветных минералах и Fe-Ti окислах присутствуют сульфиды Fe и Cu.

Состав плагиоклаза чувствителен к изменению РТХ-параметров, что выражается в изменении состава и зонально-секториального строения. Вкрапленники плагиоклаза обоих проявлений образуют, как правило, хорошо ограненные прозрачные кристаллы, в которых встречается множество включений. Плагиоклаз доминирует в ассоциации вкрапленников обоих извержений. Его доля составляет более 50-60% от всех вкрапленников. Плагиоклазы представляют собой бинарные твердые растворы анортит-альбит. Содержание K₂O не превышает 0.17 мас. %. Составы вкрапленников изменяются от андезина до лабрадора и, реже, до анортита в породах ПВ (An₄₁₋₉₅) и от андезина до лабрадора в породах ЛП (An₄₀₋₈₅).

Вкрапленники плагиоклаза имеют сложное зонально-сек-

ториальное строение. Они имеют пятнистое и концентрически-зональное строение (Каwamoto, 1992; Scherbakov et al., 2011) (рис. 1). Пятнистый плагиоклаз состоит из блоков контрастного состава. В плагиоклазах ПВ они имеют состав An₈₄-An₉₅ и An₄₁-An₅₅ (рис. 1 г). В плагиоклазах ЛП – An₇₉-An₈₅ и An₄₀-An₅₅ (рис. 1 а). Характерно то, что между составами блоков в пятнистом плагиоклазе есть разрыв между 70-80 и 50-ми номерами. Очевидных признаков скелетного роста в пятнистом строении плагиоклаза обоих проявлений не установлено.

У концентрически-зонального плагиоклаза состав монотонно меняется в пределах An_{41} - An_{95} во вкрапленниках ПВ и An_{41} - An_{85} во вкрапленниках ЛП. Для кристаллов плагиоклаза может быть характерен только один тип строения или оба типа могут быть представлены в одном вкрапленнике. В последнем случае пятнистый плагиоклаз формирует ядро, а концентрически-зональный внешние зоны роста. При этом наибольшие концентрации кальция в плагиоклазе приурочены к границе разделяющей пятнистую и концентрически зональную части (рис. 1 б, д).



Рисунок 1. BSE-изображения вкрапленников плагиоклаза ЛП (а, б, в) и ПВ (г, д, е) разного типа зонально-секториального строения (а, г –пятнистый тип; б,д – комбинированный тип; в,е – концентрически-зональный тип) и профили составов по линии АБ. Срх – авгит, Орх – гиперстен, Ар – апатит, IIm – ильменит, Mgt – магнетит, PB – расплавные включения.

Включения минералобразующих сред

Во вкрапленниках плагиоклаза обнаружено большое количество расплавных включений (PB). Они, как правило, образуют зональные и азональные группы. По фазовому составу при комнатной температуре PB в плагиоклазах ПВ можно разделить на несколько групп: однофазовые, содержащие только стекло (рис. 2 а); двухфазовые, содержащие стекло и усадочный пузырек или пузырьки (рис. 2 б); многофазовые, содержащие стекло, кристаллы и газовый пузырек (рис. 2 в). Минеральные фазы в многофазовых включениях представлены апатитом, магнетитом, ильменитом, пирротином, гиперстеном и авгитом. Все эти минералы встречаются в виде кристаллических включений и не являются новообразованными фазами в PB. В пятнистых частях плагиоклаза ПВ в виде кристаллических встречаются апатит, магнетит, ильменит и авгит. В подавляющем большинстве случаев включения гиперстена встречаются только в концентрически-зональных частях плагиоклаза.

Плагиоклазы Львиной Пасти содержат все перечисленные типы PB (рис. 2 г, д), но к ним присоединяется еще один тип тонкораскристаллизованных включений (рис. 2 е), в которых кристаллические фазы появились в результате деветрификации. Кристаллические включения в плагиоклазах ЛП представлены апатитом, магнетитом, ильменитом, пирротином, гиперстеном, авгитом, амфиболом и кварцем. Стоит отметить, что в отличие от ПВ гиперстен присутствует в ассоциации с авгитом в пятнистых ядрах плагиоклаза ЛП. Включения амфибола крайне редки. Амфибол в сростке с пироксенами был обнаружен на границе между пятнистым ядром и концентрически-зональной периферией одного из вкрапленников плагиоклаза с содержанием анортита ~70 мол. %. Включения кварца были обнаружены только в низкокальциевых внешних зонах вкрапленников.

Флюидные включения (ФВ) встречаются только в плагиоклазах ПВ. Для них характерна приуроченность к зонам и участкам с наиболее высоким содержанием Са. При комнатной температуре ФВ двухфазовые и содержат малоплотную CO₂ с тонкой каймой жидкой воды (рис. 3 а). ФВ всегда встречаются в ассоциации с сингенетичными РВ (рис. 3 б).

Составы расплавных включений

Породы обоих проявлений по составу отвечают дацитам нормальной щелочности (рис. 5). Состав расплавных включений в ЛП и ПВ соответствует стеклу основной массы и соответствует плагиориолитам (SiO₂ – 74-75 мас. %) нормальной щелочности с низким содержанием калия (Na₂O – 3.5-4.2 мас.%, K₂O – 1.6-2 мас.%) (рис. 4). Содержание Cl составляет 0.2-0.4 мас. % для обоих проявлений. По уровню

железистости PB отвечают известково-щелочной серии. По соотношению A/CNK – высокоглиноземистые (1-1.2 мол.%).

На диаграммах (рис. 5) вынесены составы PB во вкрапленниках плагиоклаза ПВ и ЛП в координатах CaO-Al₂O₃ и FeO-Al₂O₃. Видно, что тренд уменьшения кальция со снижением алюминия наблюдается во всех PB. Данная закономерность наблюдается во всех PB независимо от минерала-хозяина (Смирнов и др., 2017). Снижение содержания кальция одновременно с алюминием является признаком того, что изменение расплава обусловлено кристаллизацией плагиоклаза. Однако, наличие сходных закономерностей у включений в разных минералах, говорит о том, что эта тенденция объясняется кристаллизацией плагиоклаза в магматической камере, а не на стенках включений после захвата. Исходя из этого, можно сказать, что захваченный расплав не претерпел значительных изменений состава после захвата минералом хозяином и составы стекол PB могут рассматриваться как составы материнского расплава.



Рисунок 2. Расплавные включения в проходящем свете при комнатной температуре; а-в – PB в плагиоклазах перешейка Ветрового; г-е – PB в плагиоклазах Львиной Пасти; а, г - однофазовые, б, д - двухфазовые, в – многофазовые, е – тонко-раскристаллизованные.



Рисунок 3. Расплавные включения в проходящем свете при комнатной температуре; а-в – РВ в плагиоклазах перешейка Ветрового; г-е – РВ в плагиоклазах Львиной Пасти; а, г - однофазовые, б, д - двухфазовые, в – многофазовые, е – тонко-раскристаллизованные.



Рисунок 4. Фрагмент TAS-диаграммы с вынесенными на нее точками составов пород и PB.



Рисунок 5. Вариации составов стекол расплавных включений в плагиоклазах для кальдеры Львиная Пасть и перешейка Ветровой. Пунктирная линия – составы стекол расплавных включений из других минералов вкрапленников по данным Смирнова и др. (2017).

Оценка содержания воды в расплавах ПВ и ЛП проведена методом вторично-ионной масс-спектрометрии. Содержание воды в PB в плагиоклазах ПВ варьирует 2,3 - 5,3 мас. %, в PB в плагиоклазах ЛП - 4,5 - 4,9 мас. %. Методом рамановской спектроскопии, установлено, что содержания воды в PB в минералах ПВ варьируют от 2,0 до 6,0 мас.%, что хорошо согласуется с данными вторично-ионной масс-спектрометрии.

Термометрические данные

Данные по термометрии были получены с помощью плагиоклаз-жидкостного (Putirka, 2005; Laura et al., 2015) и двупироксенового геотермометров (Putirka, 2008). При регрессионном анализе данной модели систематическая ошибка составляет около 6°С (Putirka, 2008).

Для оценки температуры по плагиоклаз-жидкостному геотермометру были взяты составы расплавных включений и составы той зоны плагиоклаза, в которой они располагаются. Расчетные температуры кристаллизации при давлении в 1 кбар и содержании H₂O 4 мас.% составляет 843 – 868°С, при содержании H₂O 5 мас.% - 825 – 845°С и при содержании H₂O 6 мас. % - 800 – 823°С как для ЛП так и для ПВ.

Для давления 1 кбар диапазон температур, расчитанных по двупироксеновому геотермометру составил 832 – 848°С для ПВ и 845-860°С, что хорошо согласуется с данными полученными по плагиоклаз-жидкостному геотермометру.

Обсуждение результатов

Наиболее ранние минеральные парагенезисы ПВ представлены ассоциацией среднего плагиоклаза (An₄₁₋₅₅) с авгитом и Fe-Ti окисидами. Пятнистое строение обусловлено замещением среднего плагиоклаза на более основной (An₈₄₋₉₅). Этот процесс совпадает с началом дегазации расплава и выделением водно-углекислотного флюида. В участках и зонах высококальциевого плагиоклаза становится меньше включений авгита, и появляются включения гиперстена и апатита. С увеличением содержания кальция также связано изменение характера зонально-секториального строения плагиоклаза. Он становится концентрически зональным и в дальнейшем изменение его состава не имеет резких скачков.

Исследование составов расплавных включений показывает, что вариации составов расплавов в ходе эволюции обоих очагов были незначительными и не предполагали смешения или минглинга с андезитовыми или базитовыми магмами. Это подтверждается отсутствием зональности и контраста составов в темноцветах ЛП и ПВ.

Уменьшение содержания кальция совпадает с исчезновением флюидных включений, т.е. с прекращением процесса дегазации. Происходит относительно монотонное изменение состава плагиоклаза от An₉₅ до An₄₁. Для этого этапа кристаллизации характерно уменьшение количества кристаллических включений. В позднем концентрически-зональном плагиоклазе они представлены, в основном, редкими иглами апатита. Кварц присоединяется к плагиоклазу на завершающих стадиях непосредственно перед катастрофическим извержением, о чем свидетельствует отсутствие кварца в виде включений в плагиоклазе и наличие редких сростков кварца и плагиоклаза.

Характер зональности плагиоклазов в пемзах ЛП (рис. 1) позволяет сделать заключение, что характер процесса кристаллизации был схож в общих чертах с ПВ. Наиболее ранний плагиоклаз имел средний состав (An_{40.55}) и ассоциировал с гиперстеном, авгитом и оксидами Fe и Ti. В темноцветных минералах, ильмените и магнетите более обильно, чем в минералах ПВ представлены включения сульфидов Fe и Cu. Пятнистое строение ядер некоторых вкрапленников свидетельствует о процессе замещения среднего плагиоклаза основным, подобно кристаллизации магмы ПВ. Схожесть составов минералов и валовых составов пород позволяет считать, что это также связано с повышением флюидного давления. Однако в отличие от ПВ рост давления привел не к дегазации, а к появлению в ассоциации магнезиальной роговой обманки. По-видимому, с этим связано то, что самые кальциевые зоны плагиоклазов ЛП не достигают максимальных для плагиоклазов ПВ концентраций Са (не более An₈₅). Монотонное уменьшение основности плагиоклаза по направлению к краевым зонам предполагает, что происходило снижение флюидного давления, причину которого еще предстоит установить. Подобно магматическому очагу ПВ кварц начинает кристаллизоваться на поздних стадиях, но в отличие от ПВ встречается в виде включений в концентрически-зональном плагиоклазе.

Изложенный выше анализ последовательности минералообразования свидетельствует о том, что очаг извержения ПВ находился на глубине, отвечающей давлению не более 1 кбар. Низкое общее давление при высоком флюидном препятствовало образованию вкрапленников амфибола. Это подтверждается результатами экспериментов по дегидратационному плавлению метабазитов по составу отвечающих андезибазальтам (Beard, Lofgren, 1991).

Наличие амфибола в парагенезисе с плагиоклазом и двумя пироксенами в породах ЛП, согласно экспериментальным данным по плавлению и кристаллизации риодацитов вулкана Св. Елены (США) при температуре 885°С (Ricker et al., 2015) объясняется что давление в ходе кристаллизации превышало 1.5-2.5 кбар, что при сходных с ПВ содержаниях воды стабилизирует амфибол.

Заключение

Появление высококальциевых зон в плагиоклазе, кристаллизующимся из риолитовых расплавов ПВ и ЛП объясняется увеличением парциального давления H_2O (Hattori et al., 1996; Scherbakov et al., 2011), а не влиянием более основных расплавов, интрудирующих очаг дацитовой магмы (Snyder et al., 1996; Scherbakov et al., 2011). При 5 кбар ликвидус и солидус в бинарной системе альбит-анортит смещаются вниз по температуре на ~300°C (Yoder et al., 1957). Причем этот эффект выражается сильнее для богатых кальцием расплавов (Pletchov et al., 1998; Housh et al, 1994; Sisson et al., 1993). Таким образом, повышение давления за счет увеличения концентрации воды должно стабилизировать высококальциевый плагиоклаз при более низких магматических температурах.

Результаты экспериментов по плавлению основных и средних пород в водонасыщенных системах (Panjasawatwong et al., 1995; Almeev et al., 1996; Bachmann, 2003), показали, что добавление воды в расплав базальтового и андезитового состава может увеличить содержание анортита в плагиоклазе на 10 мол.%, а при насыщении расплава H₂O – более чем на 20 мол.%, что наблюдается во вкрапленниках плагиоклаза ПВ и ЛП. Авторы работ (Pletchov et al., 1998; Panjasawatwong et al. 1995) подчеркивают, что для островных дуг влияние H₂O играет наиболее значимую роль в изменении состава плагиоклаза при магматической кристаллизации.

На основе полученных данных можно сделать вывод о том, что породы кальдеры Львиная Пасть и перешейка Ветрового образовались в результате кристаллизации низкокалиевых плагиориолит-риодацитового расплавов с высоким содержанием воды при температурах близких к 850°С. Несмотря на одинаковый состав магм и сходные температуры кристаллизации парагенезисы вкрапленников отличаются (в составе вкрапленников ЛП присутствует амфибол) потому, что становление очагов происходила на различных глубинах. Давление при кристаллизации расплавов ЛП превышало 1.5 кбар в то время как кристаллизация магмы ПВ происходила на меньших глубинах.

Работа выполнена в рамках проектов 0330-2016-0005 и 0330-2016-0001 госзадания ИГМ СО РАН и при поддержке гранта РФФИ 16-05-00894. Аналитические исследования выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Список литературы

- Базанова Л. И., Мелекесцев И. В., Пономарева В. В., Дирксен О. В., Дирксен В. Г, Вулканические катастрофы позднего плейстоцена-голоцена на Камчатке и курильских островах. Часть І. Типы и классы катасрофических извержений–главных компонентов вулканологического катастрофизма // 2016, Вулканология и сейсмология, т. 3, с. 3–21.
- Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Арсланов Х.А. и др. Кальдерообразующее извержение Львиной Пасти (о. Итуруп, Курильские острова): стратиграфия и возраст // Материалы VII Сибирской научно-практической конференции молодых ученых по наукам о Земле. 2014. Новосибирск. ИГиМ СО РАН им. В.С. Соболева, - Т. С. 14-15
- Ковтунович П.Ю., Сафронов А.Д., Удодов В.В. Расщепкина Е.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000, 2-е. издание, серия Курильская. Лист L-55-XXXIII. Объяснительная записка, 2002, Санкт-Петербупг: ВСЕГЕИ, 269 с.
- Новейший и современный вулканизм на территории России (под ред. Лаверов Н. П. и др.). М.: Наука, 2005, 604 с.
- Ломтев В.Л., Экструзии юга охотской окраины Курильской дуги близ кальдеры Львиная Пасть (о-в Итуруп) // 2008, Геология и разведка (краткие сообщения) т.4, с. 72-74.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д. Катастрофические эксплозивные извержения вулканов Курило-Камчатской области в конце плейстоцена-начале голоцена // ДАН СССР, 1988, Т. 300, №1, С. 175-181.
- Смирнов С.З., Р. А. В., Соколова Е.Н., Кузьмин Д.В., Дегтерёв А.В., Тимина Т.Ю., Кислые магмы кальдерных извержений острова Итуруп: первые результаты исследования расплавных включений во вкрапленниках пемз кальдеры Львиная Пасть и перешейка Ветровой // 2017 Тихоокеанская геология т.36, с. 52-70.
- Almeev, R. R., Ariskin A. A., Mineral-melt equilibria in a hydrous basaltic system: Computer modeling // Geokhimiya, 1996, V.7, p. 624-636.
- Bachmann, O., Bergantz G.W., Rejuvenation of the Fish Canyon magma body: A window into the evolution of largevolume silicic magma systems // Geology, 2003, V.31, Iss. 9, p. 789-792.
- Beard, J. S., Lofgren G. E., Dehydration melting and watersaturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1.3 and 6.9 // Journal of Petrology, 1991, V.32, Iss. 2, p. 365-401.
- Hattori, K., Sato H., Magma evolution recorded in plagioclase zoning in 1991 Pinatubo eruption products // American Mineralogist, 1996, V.81, Iss. 7-8, p. 982-994.
- Housh, T. B., Luhr J. F., Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems // American Mineralogist, 1994, V.79, Iss. 3-4, p. 352-352.
- 13. Kawamoto, T., Dusty and honeycomb plagioclase indicators of processes in the Uchino stratified magma chamber, Izu Peninsula, Japan // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1992, V.49, Iss. 3-4, p. 191-208.
- Laura E. Waters, Rebecca A. Lange, An updated calibration of the plagioclase-liquid hygrometer-thermometer applicable to basalts through rhyolites // American mineralogist, 2015, V.100, p. 2172–2184.
- 15. Lineweaver, J. L., Oxygen outgasing caused by the electron

bombardment of glass // Journal of Applied Physics, 1963, V.34, p. 1796-1791.

- Morgan, G. B., London D., Optimizing the electron microprobe analysis of hydrous alkali aluminosilicate glasses // American Mineralogist, 1996, V.81, Iss. 9-10, p. 1176-1185.
- Morgan, G. B., London D., Effect of current density on the electron microprobe analysis of alkali aluminosilicate glasses // American Mineralogist, 2005, V.90, Iss. 7, p. 1131-1138.
- Panjasawatwong, Y., Danyushevsky L. V., Crawford A. J., Harris K. L., An experimental-study of the effects of the effects of melt composition on plagioclase-melt equilibria at 5-kbar and 10-kbar – implications for the origin of magmatic high-An plagioclase // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1995, V.118, Iss. 4, p. 420-432.
- Pletchov P.Y., Gerya T. V., Effect of H2O on plagioclasemelt equilibrium // Experiment in Geosciences, 1998, p. 7-9.
- 20. Putirka, K. A., Igneous thermometers and barometers based on plagioclase plus liquid equilibria: Tests of some existing

models and new calibrations // American Mineralogist, 2005, V.90, Iss. 2-3, p. 336-346.

- Putirka, K. D., Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, 2008, V.69, p. 61-120.
- Shcherbakov, V. D., Plechov P. Y., Izbekov P. E., Shipman J. S., Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka // Contributions to Mineralogy and Petrology, 2011, V.162, Iss. 1, p. 83-99.
- Sisson, T. W., Grove T. L., Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1993, V.113, Iss. 2, p. 143-166.
- 24. Snyder, D., Tait S., Magma mixing by convective entrainment // Nature, 1996, V.379, Iss. 6565, p. 529-531.
- Yoder, H.S., Stewart, D.B., and Smith, J.R., Ternary feldspars // Carnegie Institution of Washington Year Book, 1957, V.56, p. 206-214.

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ СУЛЬФАТОВ В ХЛОРИДНЫХ СЕГРЕГАЦИЯХ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ

Максимович Я.Е.^{1,2}, Гришина С.Н.¹, Смирнов С.З.^{1,3}, Горяйнов С. В.¹, Бульбак Т.А.¹

Институт геологии и минералогии СО РАН Новосибирский государственный университет Томский государственный университет

In recent decades several papers have discussed the possible magmatic origin of chloride- carbonates segregations from kimberlites of the Udachnaya–East pipe, Yakutia. However they did not provide clear evidence for magmatic origin of chloride segregations. We propose the crustal origin of chloride segregations based on inclusion study in halite. We have documented specific types of inclusions, presenting the dramatic evidence of large scale complex and complete recrystallization with no trace of the original depositional features. We present inclusions in salts as wittiness of catastrophic events in the encountering not sedimentary rocks.

 CO_2 -bearing inclusions occur as intergrowth with KCl or KCaCl₃ crystals at the centre of segregation, while CH_4 - H_2 -bearing inclusions was documented in quenched rims along with alkali sulphate melt inclusions, alcali sulphides and calcite. Alcali sulphate inclusions are a new type, if compared with inclusions in metamorphic halite on the contact with dolerite intrusion and exhibit characteristic structures of crystallization from the melt.

Two contrasting models could be proposed for formation of the melt at the rim of segregations – crystallisation of residual liquids and partial melting of chloride xenoliths. Gas evolution of CO_2 - bearing inclusions with carbonaceous matter to CH_4 - H_2 -bearing inclusions in quenched halite is best explained by partial melting.

В последнее десятилетие резко возросло количество работ, посвященных хлоридам в кимберлитах, особенно в трубке Удачная-Восточная. Находки сингенетического флогопита, содержащего до 0,5 мас.% хлора (Соболев и др., 2009), хлоридных включений в алмазах (Зедгенизов и др., 2007), оливине (Sobolev et. al., 1989) и кальците (Tomilenko., 2009) свидетельствуют в пользу несомненного участия галогенов в образовании кимберлитов. Однако по-прежнему остаются нерешенными ключевые вопросы их количественного содержания в магматических системах, а также их фракционирования между расплавом и флюидной фазой во время охлаждения и кристаллизации магмы в земной коре.

Наиболее активно изучают хлоридно-карбонатные образования, обнаруженные в блоке несерпентинизированного кимберлита трубки Удачная-Восточная, где было установлено аномально высокое содержание хлора (до 6 мас. %) (Golovin, et al.2017). Предполагается, что они сформировались при отложении из рассолов, разгружавшихся в кимберлитовых трубках (Kopylova, 2016), при ассимиляции корового материала (Гришина 2014а), или имели мантийное (магматическое) происхождение (Kamenetsky, 2014, D'Evrames et al. 2017, Kitavama et al. 2017). Установление генезиса этих образований является исключительно важным, так как дает основание для выделения первичной кимберлитовой магмы особого типа (обогащенной галогенами), либо для выявления особенностей контаминации кимберлитовой магмы породами платформенного чехла. Однако ни одна из предложенных точек зрения в настоящее время не имеет однозначных доказательств. Необходимо отметить, что бурение вмещающих пород вблизи трубки Удачная не выявило наличие соленосных толщ, ответственных за появление в трубке хлоридных и хлоридно-карбонатных ксенолитов. Однако известно, что соли на контакте с магматическими объектами практически не сохраняются из-за последующей интенсивной гидротермальной деятельности (Warren, 2016).

Необычные хлоридные сегрегации в несерпентинизированном блоке кимберлитов трубки Удачная-Восточная представляют непрерывный ряд от существенно хлоридных до существенно карбонатных образований с различной морфологией и соотношением слагающих фаз. Гипотеза магматического генезиса предложена на основании изучения состава хлоридно-карбонатных нодулей с текстурой закономерно ориентированных чередований слоев карбонатов и хлоридов. Этот тип хлоридных образований характеризуется присутствием хлоридов (NaCl, KCl) и щелочесодержащих карбонатов, щелочесодержащих сульфатов и щелочесодержащих сульфидов (Каменецкий и др., 2006).

Первичные включения в экземляре существено хлоридной сегрегации с полосчатым строением зон, обогащенных силикатными минералами (кальциевый амфибол, хлорит, альбит) представлены ассоциацией безводных включений хлоридов KCl, KCaCl, и CO,, что сопоставимо с составом включений контактово-метаморфизованного галита вблизи трапповых интрузий (Grishina et al., 1992). В существенно хлоридной сегрегации не обнаружены карбонаты, сульфаты представлены исключительно ангидритом, а сульфиды пирротином (Гришина, 2014а). Выше описанные хлорид-содержащие образования представляют собой два крайних члена ряда, имеющих примерно однородный состав по всей хлоридной сегрегации. Обнаружено, что в существенно хлоридных сегрегациях, пересеченных рядом трещин расположение карбонатных включений приурочено к залеченным трещинам (Гришина 2014б).

В данной работе представлено распределение включений в хлоридной сегрегации, обнаруживающей концентрическую зональность уже при визуальном наблюдении полевых образцов по текстуре и цвету периферийной и центральной частей сегрегации. Идентификация минеральных и флюидных фаз во включениях была проведена с использованием многоканального KP-микроспектрометра Dilor OMARS 89 (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Изучение структуры включений и определение состава минеральных фаз проводили на сканирующем электронном микроскопе LEO 1430 VR (ИГМ СО РАН, Новосибирск).

Текстура и включения крупнокристаллического галита в центральной части аналогичны таковым из массивных хлоридных ксенолитов. В периферийной зоне сегрегации наблюдаются смена текстуры на флюидальную и появление участков новообразованного прозрачного галита. Флюидальная текстура определяется потокообразным расположением нитевидных кристаллов сильвина.



Рис. 1 а – расположение включений сульфатов в галите; б, в – изображения расплавных включений сульфатов во вторичных электронах; г, д - рамановские спектры отдельных фаз включений.



Рис. 2 а - сростки К-сульфидов с сильвином и кальцитом, изображение во вторичных электронах; б – рамановские спектры К-сульфидов; в - изображение дезинтегрированного К-сульфида.



Рис. З а, б - изображения К-сульфидов во вторичных электронах; в - изображение К-сульфидов в проходящем свете; г - характерный рентгено-дисперсионный спектр.



Рис. 4 Состав газовой фазы включения в галите периферийной части хлоридной сегрегации.

В новообразованном галите сохраняются реликтовые зерна галита, на которых нарастают оболочки сильвина и отмечается появление минералов, отсутствующих в хлоридных ксенолитах, – карбонатов и кварца. В периферийной зоне впервые обнаружены расплавные включения сульфатов. Они представляют собой округлые раскристаллизованные включения, расположенные вдоль залеченных трещин (рис.1).

Включения сульфатных расплавов состоят из Na-Ca-вых сульфатов и Na-K-евых сульфатов с ламелями гидросульфата калия (KHSO₄)

Карбонатные минералы представлены только кальцитом, который находится в сростках с сильвином и калиевыми сульфидами. Рамановские спектры калиевых сульфидов не совпадают с эталонными спектрами расвумита (база данных RUFF).

Присутствие К и Fe однозначно определено по результатам анализа CEM-ЭДС выведенных на поверхность включений с площадками для анализа более 15 микрон.

Методом рамановской спектрометрии в газовой фаза включений периферийной части определены CH4, H2 (рис.4). Кроме того, методом хроматомасс-спектрометрии найден диметилсульфид (CH₄)₂S

Анализ распределения и морфологии включений, а также смены текстуры позволяет выделить зоны частичного плавления в периферийных областях хлоридной сегрегации. Включения кальцита найдены только в зонах частичного плавления галита. Согласно диаграмме Na2Ca(CO3)2–NaCl–KCl, кальцит является первой ликвидусной фазой, что соответствует температурному интервалу 825–650 ° C (Mitchel). В зоне частичного плавления обнаруживают гетерогенные фазы галита, когда реликт нерасплавленной фазы отделен вмещающего закалочного галита поверхностью раздела.

Выводы

Текстура и состав включений в центральной части зональной хлоридной сегрегации соответствуют таковым в обезвоженных пирометаморфизованных эвапоритах Сибирской платформы.

Расплавные включения щелочных сульфатов, К-содержащие сульфиды, кальцит в периферийной части сегрегации могли образоваться при частичном плавлении захваченного ксенолита, о чем свидетельствует эволюция состава газа от существенно углекислотного с углеродистым веществом в центре сегрегации до водородно-метанового в периферийной части.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 15-05-09345

Список литературы

- Гришина С.Н., Полозов А.Г., Мазуров М.П., Горяйнов С.В. (2014а) Генезис хлоридно-карбонатных образований трубки Удачная-Восточная. Доклады Академии наук. 2014. Т. 458. № 2. С. 198-200.
- Гришина С.Н., Полозов А.Г., Смирнов С., Мазуров М.П., Горяйнов С.В. (2014б) Включения в хлоридных ксенолитах кимберлитовой трубки Удачная-Восточная. Геохимия. 2014. № 7. С. 654.
- Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С. // ДАН. 2007. Т. 415. № 6. С. 800–803.
- Соболев Н.В., Логвинова А.М., Ефимова Э.С. // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1588–1606.
- D'Eyrames, E., Thomassot, E., Kitayama, Y., Golovin, A., Korsakov, A., Ionov, D., 2017, A mantle origin for sulfates in the unusual "salty" Udachnaya-East kimberlite from sulfur abundances, speciation and their relationship with groundmass carbonates. Bull.Soc. Geol. Fr. 187
- Golovin, A.V., et al., Origin of alkaline carbonates in kimberlites of the Siberian craton: Evidence from melt inclusions in mantle olivine of the Udachn..., Chem. Geol. (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.10.036.
- Grishina S., Dubessy J., Kontorovich A., Pironon J. 1992, Inclusions in Salt Beds Resulting from Thermal Metamorphism by Dolerite Sills, Eastern Siberia, USSR, Eur. J. Mineral., № 4, p. 1187–1202.
- Kamenetsky, V. S., Golovin, A. V., Maas, R., Giuliani, A., Kamenetsky, M. B., & Weiss, Y. 2014, Towards a new model for kimberlite petrogenesis: Evidence from unaltered kimberlites and mantle minerals. Earth-Science Reviews, 139, 145–167. doi:10.1016/j.earscirev.2014.09.004
- Kitayama, Y., et al., Co-magmatic sulphides and sulfates in the Udachnaya-East pipe (Siberia): A record of the redox state and isotopic composition of sulphides, Chem. Geol. (2016), DOI: 10.1016/j.chemgeo.2016.10.037.
- Kopylova, M. G., Gaudet, M., Kostrovitsky, S. I., Polozov, A. G., & Yakovlev, D. A. 2016, Origin of salts and alkali carbonates in the Udachnaya East kimberlite : Insights from petrography of kimberlite phases and their carbonate and evaporite xenoliths. Journal of Volcanology and Geothermal Research. http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.07.003
- Logvinova A.M., Wirth R., Fedorova E.N., Sobolev N.V. // Europ. J. Mineral. 2008. V. 20. № 3. P. 317–331.
- Sobolev A.V., Sobolev N.V., Smith C.B. Kimberlite and Related Rocks. Proc. IV Intern. Kimberlite Conf.Perth: Spec. Publ. Geol. Soc. Australia. 1989. V. 1.P. 220–240.
- Tomilenko A.A., Kovayzin S.V., Dublyansky Y.V. // Abstracts of ECROFI-XX. Granada: PH Granada Univ.,2009.
- Warren J. K., 2016, Magma-Evaporite-Hydrothermal Metal Associations, p.1657

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (НА ПРИМЕРЕ П-ОВА СВЯТОЙ НОС)

Михеев Е.И.^{1,2}, Владимиров А.Г.^{1,2}, Травин А.В.^{1,2}, Хубанов В.Б.³

¹Новосибирский государственный университет, Новосибирск, mikheev@igm.nsc.ru ²Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск ³Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ

PALEOZOIC GRANITOIDS OF TRANSBAIKALIA (EXAMPLE OF SVIATOY NOSS PENINSULA)

Mikheev E.I.^{1,2}, Vladimirov A.G.^{1,2}, Travin A.V.^{1,2}, Khubanov V.B.³

¹Novosibirsk state university, Novosibirsk, mikheev@igm.nsc.ru ²Institute of geology and mineralogy SB RAS, Novosibirsk ³Geological institute SB RAS, Ulan-Ude

Based on the geological and geochronological data, the following sequence of granitoid magmatism of the Sviatoy Noss peninsula is established. 1. Subvertical syntectonic plagiogranitic veins of Chivyrkuy zone (460-450 Ma (?)). 2. Grt-granites of Chivyrkuy zone (445 \pm 1.5 Ma). 3. Andradite-syenites (sviatonossites) and garnet-free syenites of Markov and Eskola massifs (345 \pm 9.1 Ma). There are data on the younger age of sviatonossites: 261 \pm 21 and 273 \pm 24 Ma (Sm-Nd method) and 286 Ma (U-Pb in sphene) (Levitsky et al., 2006). According to geological data, the sviatonossites are intruded by granitoids associated with the Angara-Vitim batholith (Petrova et al, 1981). 4. Granitoids of Sviatoy Noss massif (Barguzin and Chivyrkuy complexes, (297-288 Ma)) and dikes of quartz-containing diorites (295 \pm 1.5 Ma), whose geological relationships have not been identified. 5. Dikes of small- and medium-grained biotite-bearing granites, indruding both metamorphic rocks of the Barguzin zone and the eastern shore of the lake Baikal and granitoids of the Sviatoy Noss massif and dykes of quartz diorites. Their age is not established by isotopic methods. The main volume of Sviatoy Noss peninsula granitoids represented by granitoids of the fourth and fifth stages (300-290 Ma).

Геологический строение п-ова Святой Нос

Район исследований расположен в центральной части озера Байкал: п-ов Святой Нос и береговые обнажения Чивыркуйского залива на восточном берегу озера Байкал (рис. 1).

Метаморфические породы слагают около трети п-ова Святой Нос (рис. 2). Среди метаморфических толщ выделяются: 1) толща, сложенная гнейсами и плагионейсами, амфиболитами, с прослоями мраморов и кварцитов (катковская свита) и 2) толща, сложенная графитовыми мраморами с редкими прослоями гнейсов, кварцитов и сланцев (крестовая свита) (Цыренов, 1965; Давыдов, 1983). Породы катковской свиты развиты в южной и северной частях, а крестовой свиты - в центральной части полуострова. Прослои мраморов в катковской свите достигают мощности 100-150 м и содержат многочисленные обломки силикатных пород. В Приольхонье подобный тип пород назван мраморным меланжем (Федоровский и др., 1993), более подробно о генезисе этих образований также сказано в статье (Скляров др., 2013). Породы катковской свиты интенсивно мигматизированы и прорваны различными гранитоидами, реже - дайками основных пород. Основными морфологическими типами мигматитов в северной части полуострова являются грубопослойные, а в районе мыса Нижнее Изголовье - брекчиевидные и псевдобрекчиевидные, ветвисто-жилковатые и отчасти послойные. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фаций. Для метаморфических толщ (включая обе свиты) устанавливается общее северо-восточное простирание – азимут 40-70°. Возраст метаморфизма отвечает этапу 460-450 млн лет (Михеев и др., 2014).

Две трети п-ова Святой Нос составляют гранитоиды Святоносского массива, сложенного гранитами, гранодиоритами, сиенитами, кварцевыми сиенитами и андрадитовыми сиенитами (святоноситами). Кроме того, гранитоиды образуют многие дайки и жилы, секщие метаморфические толщи п-ова Святой Нос и восточного берега оз. Байкал. В тектоническом строении п-ова Святой Нос можно выделить несколько зон (см. рис. 2): 1) Чивыркуйская зона, включающая в себя отложения катковской свиты северной части полуострова, 2) Крестовая зона, включающая отложения крестовой свиты, уровень метаморфизма и 3) Баргузинская зона, включающая в себя отложения катковской свиты южной части полуострова. Границы между зонами «запечатаны» гранитоидными массивами.

Гранитоидные дайки и жилы Чивыркуйской зоны

На мысе Фертик п-ова Святой Нос (т.н. Em15-38, N53,810565° E109,070044°) метаморфическая толща, сложенная Срх-Атр-Grt гнейсами, прорывается дайками гранатовых гранитов и жилами плагиогранитов и монцодиоритов. Серия даек Grt-гранитов характеризуется пологим залеганием (угол падения 20-30°), мощность варьирует от 20 до 40 см. Плагиограниты слагают субвертикальные жилы мощностью 0,5-3 м. Монцодиориты слагают пологие жилы с видимой мощностью от первых сантиметров с раздувами до 1-1,5 м. Характер контактов всех выявленных даек и жил с породами вмещающей толщи – секущий, встречаются апофизы, приконтактовые зоны даек и вмещающих пород не изменены. В дайках и жилах, сложенных Grt-гранитами и плагиогранитами, ксенолиты не выявлены; в жилах монцодиоритов встречены окатаные ксенолиты амфиболитов из вмещающей толщи.

Плагиограниты и гранатовые граниты мыса Фертик имеют катакластические структуры, неоднородные пегматоидные текстуры. На границе полевых шпатов встречаются мирмекитовые структуры. Характерно малое количество темноцветов в виде редких лейст биотита. Для Grt-гранитов характерно неоднородное распределение граната с содержанием его – 5-7 об. %. Гранаты имеют следующий компонентный состав: Alm 59,1-63,7 %, Prp 18,2-19,4 %, Grs 1,5-11,5 %, Adr 4,5-16,9 %, Sps 3,7-4,1 %. Плагиоклаз представлен андезином с содержанием анортитового компонента 50 %. Калиевый полевой шпат в Grt-гранитах характеризуется высоким содержанием BaO – 1,83-1,98 мас. %. Монцодиориты целиком состоят из плагиоклаза и калиевого полевого шпата, с преобладанием первого, в качестве второстепенной фазы может появляться кварц (до 3-5 об. %), темноцветные минералы отсутствуют. Структура породы среднезернистая, гипидиоморфнозернистая.

В Grt-гранитах (SiO₂ = 70,61-73,01 мас. %) калий существенно преобладает над натрием - K₂O/Na₂O = 1,66-3,96, при сумме Na₂O+K₂O = 6,60-8,31 мас. %, плагиограниты (SiO₂ = 70,67 мас. %, K₂O/Na₂O = 0,55) относятся к нормальному ряду щелочности (Na₂O + K_2 O = 4,87 мас. %), и монцодиориты (SiO₂) = 58,95 мас. %, K₂O/Na₂O = 0,61) - к субщелочному ряду (Na₂O $+ K_2O = 7,92$ мас. %). По классификации SiO₂-K₂O (Peccerillo, Taylor, 1976) составы Grt-гранитов отвечают высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой сериям (К₂O = 4,18-6,64 мас. %), состав плагиогранитов – известково-щелочной серии (К₂О = 1,73 мас. %), состав монцодиоритов – высококалиевой известково-щелочной серии (К₂O = 3,00 мас. %). На диаграмме FeO_t/(FeO_t+MgO) - SiO₂ составы Grt-гранитов располагаются вблизи границы полей магнезиальных и железистых пород (Fe* = 0,72-0,85), составы плагиогранита (Fe* = 0,66) и монцодиорита (Fe* = 0,72) соответствуют полю магнезиальных пород. На диаграмме Na₂O+K₂O-CaO - SiO₂ составы Grt-гранитов имеют широкий разброс: составы трех проб попадают на границу полей известковых и щелочно-известковых пород (MALI = 4,61-4,50), одной пробы – полю известково-щелочных пород (MALI = 7,32), состав плагиогранита соответствует известковым породам (MALI = 1,48), состав монцодиорита - границе щелочно-известковых и известково-щелочных пород (MALI = 1,54). На диаграмме A/NK – ASI составы всех исследованных гранитоидов Чивыркуйской зоны отвечают полю пералюминиевых пород: в Grt-гранитах ASI = 1,13-1,25, в плагиограните ASI = 1,10, в монцодиорите ASI = 1,04. В Grt-гранитах сумма РЗЭ варьирует от 44,84 г/т до 94,46 г/т, характерно обогащение тяжелыми лантаноидами, что необязательно находит свое отражение в величине (La/ Yb), ((La/Yb), = 0,59-5,14), и максимумы по Eu ((Eu/Eu*), = 1,28-3,56). Для плагиогранита отмечается высокое суммарное содержание РЗЭ (1297,38 г/т), спектр РЗЭ характеризуется отрицательным наклоном ((La/Yb), = 193,49), и отрицательным европием – $(Eu/Eu^*)_n = 0.25$. В монцодиорите $\Sigma P33 = 90.80$ г/т, характерно обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых ((La/Yb), = 104,46), и положительная Еu-аномалия ((Eu/Eu*) _n = 4,62). Мультиэлементные спектры для всех типов гранитоидов Чивыркуйской зоны характеризуются минимумами по Nb, P, Ti. Для Grt-гранитов отмечаются высокие содержания Ва (2381-4899 г/т), в плагиогранитах – высокие содержания Th (108,58 г/т).

Для U-Pb датирования по циркону (ID-TIMS) были выделены монофракции циркона из Grt-гранита (мыс Фертик, Чивыркуйская зона), обр. CH-1/4-09. Цирконы характеризуются магматической ростовой и секториальной зональностью. По 28 точкам был получен конкордантный возраст 415,8 ± 1,6 млн лет, отражающий время образования этих гранитов.

Гранитоидные дайки и жилы Баргузинской зоны

В южной части п-ова Святой Нос в районе мыса Нижнее Изголовье метаморфическая толща, сложенная амфиболитами, Вt- и Вt-Аmp гнейсами, прорвана жилами и дайками кварцевых диоритов и Вt-гранитов. В самой южной части полуострова (мыс Нижнее Изголовье, участок юго-восточного берега от т.н. Em15-12, N53,499694°, E108,539514° до т.н. Em15-22, N53,500758°, E108,541463°) выявлено две генерации гранитоидных даек. Более ранние полого залегающие дайки сложены кварцевыми диоритами мощностью 0,5-2 м. Более поздняя генерация, представленная биотитовыми гранитами, образует сложную сеть разноориентированных даек, которые секут как дайки кварцевых диоритов, так и друг друга. Видимая мощность даек Bt-гранитов изменяется от первых сантиметров до 1-1,5 м. Во всех рассмотренных случаях характер контактов даек и жил с породами вмещающей толщи – резкий, секущий, встречаются апофизы, приконтактовые зоны даек и вмещающих пород не изменены. Дайки кварцевых диоритов содержат ксенолиты вмещающих метаморфических пород. Для остальных типов даек и жил ксенолиты не установлены.

Кварцсодержащие диориты южной части п-ова Святой Нос имеют гнейсовидную текстуру, равномернозернистую среднезернистую гипидиоморфнозернистую структуру. Сложены они плагиоклазом, амфиболом, биотитом, калиевым полевым шпатом и кварцем. Суммарное содержание темноцветных минералов (Amp + Bt) – 25-30 об. %. Секущие их биотитсодержащие граниты характеризуются массивными текстурами, равномернозернитыми, мелко-среднезернистыми, гипидиоморфнозернитыми структурами. Содержание биотита – до 5 об. %, остальной объем породы сложен кварцем, калиевым полевым шпатом и плагиоклазом.

Кварцсодержащие диориты (SiO₂ = 53,51 мас. %, K₂O/ $Na_2O = 0,24$) по сумме щелочей $Na_2O+K_2O = 6,82$ мас. % относятся к субщелочному ряду. Биотитсодержащие граниты (SiO, = 68,64-73,96 мас. %, K₂O/Na₂O = 0,68-2,08) имеют высокие суммы щелочей – Na₂O+K₂O = 7,61-9,48 мас. %. Кварцсодержащие диориты по содержанию К₂O = 1,31 мас. % относятся к известково-щелочной серии. Для Вt-содержащих граитов характерен широкий диапазон содержания К₂О: две пробы (обр. №№ СНВ-13а, Ет15-13) с наименьшим содержанием К₂О (3,09-3,24 мас. %) находятся вблизи границы полей известково-щелочной и высококалиевой известково-щелочной серий, составы остальных проб, с более высоким содержанием К₂О (4,52-6,40 мас. %), отвечают верхней части высококалиевой известково-щелочной серии и шошонитовой серии. На диаграмме FeO_/(FeO₁+MgO) – SiO₂ составы кварцсодержащих диоритов (Fe* = 0,74), соответствуют полю железистых пород. Составы Вt-содержащих гранитов соответствует как магнезиальным породам (Fe* = 0,79), так и железистым породам (Fe* = 0.88-0.94). На диаграмме Na₂O+K₂O-CaO – SiO₂ составы кварцсодержащих диоритов (MALI = 0,30) отвечают полю известково-щелочных пород, составы Вt-содержащих гранитов соответствуют полям щелочно-известковых (обр. №№ Em15-13, CHB-13a, MALI = 5,81-5,94) и известково-щелочных (MALI = 7,52-8,34) пород. На диаграмме A/NK - ASI составы кварцсодержащих диоритов (ASI = 0,97) относятся к металюминиевым породам. Составы Вt-гранитов отвечают полю пералюминиевых пород (ASI = 1,03-1,08), кроме одной пробы с металюминиевым составом (обр. № CHB-117a, ASI = 0,98). В Qz-содержащих диоритах Σ РЗЭ = 94,19 г/т, характерны обогащение легкими элементами ((La/Yb)_n = 18,48) и максимум по Eu ((Eu/Eu*), = 1,27). В Вt-содержащих гранитах суммы РЗЭ меняются в широких пределах (17,57-220,60 г/т), для всех проб характерно обогащение легкими лантаноидами относительно тяжелых ((La/Yb), = 11,93-56,04); для двух проб с максимальными значениями ΣРЗЭ (обр. №№ Ет15-15, Em15-20 - 86,40 и 220,60 г/т соответственно) устанавливаются минимумы по европию ((Eu/Eu*), = 0,44-0,63), для остальных проб (ΣРЗЭ = 17,57-43,23 г/т) характерны Еи-максимумы ((Eu/Eu*), = 1,39-3,86). Мультиэлементные спектры для всех типов гранитоидов Баргузинской зоны характеризуются минимумами по Nb, P, Ti.



Рис 1. Географическое положение объектов исследования на космоснимке Landsat

Для U-Pb датирования по циркону (LA-ICP-MS) были выделены зерна циркона из кварцсодержащего диорита (обр. № Em15-14, Баргузинская зона), представленные удлиненными призматическими кристаллами и характеризующиеся средними размерами 80 × 300 мкм, в CL-изображениях проявлена тонкая ростовая зональность, отражающая магматический генезис циркона. Большинство точек ложатся на конкордию в точке 294,7 ± 1,5 млн лет, что отражает возраст формирования даек, сложенных кварцсодержащими диоритами. Три конкордантные точки отвечают интервалу 455-480 млн лет со средним результатом 469,9 ± 13 млн лет, показывая возраст захваченных цирконов, образованных в ходе предшествующих раннепалеозойских геологических событий, и совпадая с возрастом вмещающей метаморфической толщи. Эти результаты были получены по ядерной части цирконов (точка № 4) и по цирконам, в которых зональность проявлена не так очевидно, как в магматических (точки №№ 10, 11). Одна дискордантная точка (№ 39) по древнему ядру циркона показала протерозойский возраст 1,8-1,5 млрд лет, который, скорее всего, отражает возраст протолита метаморфической толщи.

Гранитоиды Святоносского массива и связанные с ними дайки гранитов и лекойгранитов

В центральной части п-ова Святой Нос гранитоиды баргузинского и чивыркуйского комплексов (Цыганков, 2014) слагают ряд Святоносский массив. Массив характеризуется размером 35×20 км и северо-восточным простиранием. Вмещающие метаморфические породы, представленные гнейсами, амфиболитами, мраморами и кварцитами, проявлены на северо-востоке и юго-западе от массива. В центральной части массива метаморфические породы крестовой свиты также образуют крупный протяженный блок (провес кровли) северо-восточного простирания размером 18×3 км. В северной части в составе массива, сложенной гнейсовидными граносиенитами, отмечаются согласные микроксенолиты и шлиры вмещающих пород, а также участки с лепидогранобластовой структурой. В целом для массива отмечается конформность по отношению к главным структурам вмещающих пород. В контакте массива с кровлей наблюдается частая согласная перемежаемость граносиенитов с гнейсами, сланцами и мраморами, поэтому краевая часть массива часто морфологически представляет собой зону полосчатых мигматитов. Гнейсы

и кристаллические сланцы в ксенолитах нередко насыщены согласными телами граносиенитов и тоже имеют облик полосчатых мигматитов (Литвиновский, Изупова, 1981). В гранитоидах восточного берега отмечаются меланократовые включения пород. Для автохтонных гранитов баргузинского комплекса эти включения представляют собой остатки плавления, либо ксенолиты вмещающих метаморфических пород. Для гранитов чивыркуйского отмечено два типа включений: гнейсовидные ксенолиты метаморфических пород и массивные включения, вероятно, имеющие магматическое происхождение. Гранитоиды Святоносского массива и массивов восточного берега прорываются дайками лейкогранитов.



Рис. 2. Тектоническая схема п-ова Святой Нос

Баргузинский комплекс представлен гранитами и лейкогранитами. Баргузинские граниты автохтонной фации имеют гнейсовидные текстуры и от мелкозернистых до среднезернистых равномернозернистые гипидиоморфнозернистые структуры. Аллохтонные граниты - массивные, либо слабо гнейсовидные, сруктуры пород равномернозернистые от мелко- до крупнозернистых, либо порфировидные со среднезернистой основной массой, гипидиоморфнозернистые. Породы сложены кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, биотитом, редко встречается мусковит, в порфировидных разновидностях в основной массе могут появляться единичные зерна амфибола. Количество биотита варьирует от 5-10 об.% в гранитах до 2-5 об. % в лейкогранитах. Вкрапленники порфировидных гранитов сложены калиевым полевым шпатом, размер зерен – 5-10 мм. Акцессорные минералы представлены титанитом, цирконом. Породы чивыркуйского комплекса представлены кварцевыми монцонитами и сиенитами и граносиенитами, реже - гранитами. По текстурно-структурным признакам они аналогичны гранитоидам баргузинского комплекса. Среди породообразущих темноцветных минералов появляется амфибол, часто преобладая над биотитом, а в сумме (Amp+Bt) складывая 10-20 об. %. В порфировидных разновидностях вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом с размером зерен от 5 мм до 2 см, иногда достигая 8 см. Поздние дайки сложены мелко- и среднезернистыми равномернозернистыми, реже - порфировидными, гипидиоморфнозернистыми биотитсодержащими гранитами и лейкогранитами.

Гранитоиды баргузинского комплекса и гранитоидых поздних даек имеют близкие химические составы, поэтому будут рассматриваться вместе. Они характеризуются содержанием SiO₂ = 67,14-75,47 мас. % и суммами щелочных элементов Na₂O + K₂O = 6,64-9,12 мас. % при отношении K₂O/ Na,O = 0,85-2,07, и на TAS-диаграмме (Middlemost, 1994) они отвечают полю гранитов. По содержанию калия гранитоиды баргузинского комплекса относятся главным образом к высококалиевой известково-шелочной серии (К₂O = 3,06-5,56 мас. %), а гранитоиды даек распределены между высококалиевой и шошонитовой сериями (К₂O = 4,07-6,14 мас. %). На классификационных диаграммах (Frost et al., 2001) составы и баргузинских, и дайковых гранитоидов отвечают полям железистых (Fe* = 0,79-0,95), преимущественно известково-щелочных, в меньшей степени – щелочно известковистых (MALI = 5,15-8,25), пералюминиевых (ASI = 0,97-1,13) гранитоидов. Гранитоиды чивыркуйского комплекса характеризуются содержанием SiO₂ = 60,48-66,61 мас. % и суммами щелочей Na₂O + K₂O = $\overline{7}$,83-10,65 мас. % при отношении K₂O/Na₂O = 0,93-1,39, на TAS-диаграмме (Middlemost, 1985) они отвечают полям кварцевых монцонитов и сиенитов. На диграмме K₂O-SiO₂ (Peccerillo, Taylor, 1976) составы пород чивыркуйского комплекса преимущественно ложатся в поле шошонитовой серии (К₂О = 3,74-5,47 мас. %). По классификации (Frost et al., 2001) гранитоиды чивыркуйского комплекса относятся к магнезизиальным (Fe* = 0,70-0,75), кроме двух проб, где $Fe^* = 0,80-0,86$, известково-щелочным и щелочным (MALI = 4,05-7,26), метаалюминиевым (ASI = 0,85-0,97). Гранитоиды всех рассматриваемых комплексов (баргузинские, чивыркуйские и дайковые) имеют похожие микроэлементные характеристики. Для спектров распределения РЗЭ характерен отрицательный наклон ((La/Yb), = 4,50-77,71). Для европия чаще всего отмечаются минимумы ((Eu/Eu*), = 0,24-0,99), реже – отстуствие аномалий и максимумы ((Eu/Eu*), = 1,00-2,02). Для гранитоидов баргузинского комплекса характерно меньшее суммарное содержание РЗЭ (Σ РЗЭ = 71,04-294,05 г/т) по сравнению с чивыркуйским комплексом ($\Sigma P3 \ni = 158,80-462,77$ г/т). Гранитоиды из поздних даек характеризуются наиболее широким диапазоном $\Sigma P3 \ni = 42,27-542,27$ г/т. Мультиэлементные спектры также имеют отрицательный наклон и минимумы по Nb, P, Ti, в некоторых случаях встречается обеднение по Ba, и также для баргузинских гранитоидов – в двух пробах минимумы по Sr.

U-Рb датировки по циркону (LA-ICP-MS) Для Bt-coдержащих гранитов баргузинского комплекса получены следующие датировки: обр. Em14-21 - 297,0±1,0 и 764±15 млн лет; обр. № 11-09-24/1 – 297,5±1,5 и 472,3±1,9 млн лет; обр. № СНВ-9 - 289,4±1,1 млн лет. Для кварцевого сиенита чивыркуйского комплекса получена дата 288,3±1,1 млн лет. Для ряда проб гранитоидов восточного берега оз. Байкал получены датировки А.А. Цыганковым с соавторами (Цыганков и др., 2016). Для гранитоидов баргузинского комплекса получены следующие результаты: проба № BG-04-15 (аналог пробы № Em15-60) - 299,1±3,4 млн лет. Для гранитоидов чивыркуйского комплекса: проба № BG-05-15(аналог пробы № Em15-64) – 287,8±3,2 млн лет; проба № ВG-07-15 (аналог пробы № Ет15-69) – 305,4±2,9 млн лет; проба № ВG-08-15 (аналог пробы № Ет15-71) -291,1±2,5 млн лет. Также получены даты для лейкогранитов из поздних даек: проба № ВG-04/3-15 (аналог пробы № Em15-62) - 275,9±1,9 млн лет; проба № ВG-07/1-15 (аналог пробы № Em15-70) – 299,7±2,1 млн лет.

Андрадитовые сиениты (святоноситы) и безгранатовые сиениты п-ова Святой Нос

В 20-х годах XX века П. Эскола обнаружил на п-ове Святой Нос неизвестную до того времени разновидность сиенитов, содержащую андрадит в качестве породообразующего минерала, и назвал ее «святоносит» (Eskola, 1921). Святоноситы п-ова Святой Нос обнажаются в его юго-западной части на крутых склонах хребта, протянувшегося вдоль всего побережья. Святоноситы в ассоциации с безгранатовыми сиенитами слагают несколько разобщенных тел. Наиболее крупное из них (4,0×1,1 км) находится к северу от ручья Маркова и именуется «Марковским телом (массивом)». В 5 км к югу от Марковского массива, у мыса Рытый, расположено жилоподобное тело мощностью до 250 м и протяженностью 7.5 км и несколько мелких линзовидных тел. объединенных под общим названием «Эскольские тела». Эти тела залегают в приразломной зоне и прослеживаются в северо-восточном направлении вдоль побережья полуострова. Они имеют крутое (70-80°) падение на юго-восток. По отношению к вмещающим гнейсам, мигматитам, сланцам, амфиболитам и мраморам они залегают согласно и субсогласно. Контакты святоноситов с вмещающей толщей нечеткие, переходы между породами постепенные. Тела святоноситов насыщены реликтами в различной степени сиенитизированных вмещающих пород. Мраморы на контакте со святоноситами интенсивно скарнированы. Породы тел святоноситов секутся маломощными дайками, жилами и прожилками представленными микрогранодиоритами, микросиенитами, аплитами, мелкозеринстыми лейкократовыми гранитами и пегматитами (Петрова и др., 1981).

Святоноситы и безгранатовые сиениты характеризуются как гнейсовидными, так и однородными текстурами. Структуры пород среднезернистые равномернозернистые гипидиоморфнозернистые. Лейкократовые минералы представлены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и кварцем, меланократовые минералы в безгранатовых сиенитах – амфиболом, в святоноситах – амфиболом и андрадитом. Содержание темноцветных минералов составляет 20-30 об. %.

Святоноситы и безгранатовые сиениты характеризуются

содержанием SiO₂ = 53,53-62,05 мас. % и суммами щелочных элементов Na₂O + K₂O = 8,37-11,00 мас. % при отношении $K_0O/Na_0 = 0,71-1,22$, что на TAS-диаграмме (Middlemost, 1994) отвечает полям монцонитов и сиенитов. По содержанию калия породы относятся к шошонитовой серии (К,О = 3,87-6,05 мас. %). На классификационных диаграммах (Frost et al., 2001) составы святоноситов и безгранатовых сиенитов отвечают полям железистых (Fe* = 0,85-0,94), известково-щелочных (MALI = 0,72) и щелочных (MALI = 3,55-8,22), метаалюминиевых (ASI = 0,71-0,90) пород. Суммарное содержание редкоземельных элементов находится в диапазоне 336,75-523,50 г/т. Спектры распределения РЗЭ имеют отрицательные наклоны ((La/Yb)_n = 15,57-55,11), для европия характерны небольшие максимумы ((Eu/Eu*)_n = 1,16-1,31), либо отстуствие аномалий ((Eu/Eu*)_n = 0,96). Мультиэлементные спектры также имеют отрицательный наклон и характеризуются минимумами по Nb, P, Ti, и обогащением по Ba и Sr.

Для святоносита Марковского массива (проба № Ет13-18) получена Ar-Ar датировка по амфиболу: возраст плато составляет 345,0±9,1 млн лет, интегральный возраст – 353,6±5,5 млн лет.

Обсуждение результатов

На основе полученных геологических и геохронологических данных можно установить следующую последовательность гранитоидного магматизма п-ова Святой Нос. 1. Субвертикальные синсдвиговые жилы плагиогранитов Чивыркуйской зоны (460-450 млн лет (?)). 2. Grt-граниты Чивыркуйской зоны (445±1,5 млн лет). 3. Святоноситы и безгранатовые сиениты Марковского и Эскольских тел (345±9,1 млн лет). Существуют данные о более молодом возрасте святоноситов: 261±21 и 273±24 млн лет (Sm-Nd метод по минералам) и 286 млн лет (U-Pb по сфену) (Левицкий и др., 2006). По геологическим данным – святоноситы секутся гранитоидами, связанными с Ангаро-Витимским батолитом (Петрова и др., 1981). 4. Гранитоиды баргузинского и чивыркуйского комплекса (интервал 297-288 млн лет) и дайки кварцсодержащих диоритов (295±1,5 млн лет), геологические взаимоотношения которых не выявлены. 5. Дайки мелко- и среднезернистых биотитсодержащих гранитов, секущие метаморфические породы Баргузинской зоны и восточного берега оз. Байкал, гранитоиды баргузинского и чивыркуйского комплекса и дайки кварцевых диоритов. Изотопными методами их возраст не установлен. Основной объем гранитоидов п-ова Святой Нос представлен гранитоидами четвертого и пятого этапов (300-290 млн лет).

Работа выполнена при финансовой поддержке Министрества образования и науки РФ (проект № 5.1688.2017/ ПЧ).

Список литературы

 Давыдов В.И. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:200 000. Серия Прибайкальская. Лист № N-49-XIX. Москва. 1983.

- Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Котов А.Б., Ковач А.Б., Сальникова Е.Б., Макагон В.М., Конев А.А., Сандимирова Г.П., Елизарова М.В. Возраст формирования и изотопные характеристики святоноситов Байкальской провинции // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: материалы III Всероссийской конференции по изотопной хронологии (Москва, 6-8 июня 2006 г.). – 2006. – т. 1. – с. 417-422.
- Литвиновский Б.А., Изупова В.Н. О псевдоавтохтонных гранитоидах // Геология и геофизика. – 1981. – № 6. – с. 67-77.
- Михеев Е.И., Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Баянова Т.Б., Травин А.В., Юдин Д.С., Мехоношин А.С., Орсоев Д.А. Термохронология гранулитов п-ова Святой Нос (Забайкалье) // Доклады РАН. – 2014. – т. 455. - № 3. – С. 317-322.
- Петрова З.И., Жидков А.Я., Левицкий В.И., Шмакин Б.М. Святоноситы п-ова Святой Нос (Байкал) // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1981. – № 3. – с. 26-39.
- Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Старикова А.Е. Инъекционные карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы в коллизионных системах на примере Западного Прибайкалья // Геотектоника. – 2013. - № 3. – С. 58-77.
- Федоровский В.С., Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника. – 1993. - № 4. – С. 30-45.
- Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика. 2014. т. 55. № 2. с. 197-227.
- Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Бурмакина Г.Н. Ангаро-Витимский батолит: геохронология и геодинамика // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения. Материалы Третьей международной научной конференции. Новосибирск: Институт геологии и минералогии СО РАН, 2016. – с. 209-211.
- Цыренов Д.Ц. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:200 000. Серия Прибайкальская. Лист № N-49-XX. Москва. 1965.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.. A Geochemical Classification for Granitic Rocks // Journal of Petrologyю – 2001. – V. 42. – Is. 11. – Р. 2033-2048. http://dx.doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033.
- Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/ igneous rock system // Earth-Science Reviews. – 1994. – v. 37. – p. 215-224.
- Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contributions to mineralogy and petrology. – 1976. – v. 58. – p. 63-81.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПОРОД УНИВЕРСИТЕТСКОГО ЩЕЛОЧНО-ГАББРОИДНОГО МАССИВА (С-В КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ, СИБИРЬ)

Мустафаев А.А., Гертнер И. Ф., Серов П.А.*

Томский государственный университет, alishka010593@gmail.com, labspm@ggf.tsu.ru *Кольский научный центр Российской академии наук

В данной работе рассмотрены особенности внутреннего строения и структурно-тектонической позиции Университетского щелочно-габброидного массива, являющегося своеобразным слабо эродированным аналогом Кия-Шалтырского месторождения нефелиновых руд в данном районе. Впервые представлены прецизионные аналитические данные по распределению редких и рассеянных элементов в главных интрузивных фазах данного объекта.

FEATURES OF GEOLOGY AND COMPOSITION OF ROCKS FROM THE UNIVERSITY ALKALINE-GABBROID MASSIF (NE KUZNETSKY ALATAU RIDGE, SIBERIA)

Mustafayev A. A., Gertner I.F., Serov P.A.*

Tomsk State University, alishka010593@gmail.com, labspm@ggf.tsu.ru *Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences

This paper discusses specifics of petrography and structural tectonic position of the University alkaline-gabbroic massif, which is a sort of analogue of the Kiya-Shaltyr deposit of nepheline ores in this area that was very slightly eroded. In this work, we will also present new precise analytical data on rare and trace element distribution in major intrusive phases of this geological object.

Ключевые слова: Университетский массив, щелочные базиты, нефелин, редкие и рассеянные элементы, Кузнецкий Алатау, Сибирь.

Keywords: University massif, alkaline basites, nepheline, rare and trace elements, Kuznetsk Alatau ridge, Siberia.

Введение

Университетский массив является одним из наименее изученных объектов щелочно-габброидной ассоциации северного склона Кузнецкого Алатау или Мариинской тайги (в качестве местного термина данной территории). Он был открыт в результате поисковых работ геологов Мартайгинской геолого-разведочной экспедиции и сотрудников Томского государственного университета в 1981-1987 гг. До сих пор некоторые исследователи считают, что данного геологического объекта в природе не существует (устное сообщение ведущего геолога «Запсибгеологосъемки» А.Н. Уварова). Тем не менее, в результате магнитометрической съемки, наземных горных и буровых работ в 1987 году были оконтурены и получены образцы полнокристаллических горных пород, соответствующих главным интрузивным фазам Кия-Шалтырского и ряда близко расположенных в данном районе щелочно-базитовых массивов. Во многом, уникальность Университетского интрузива определяется его геотектонической позицией и геоморфологическими условиями залегания.

Геотектоническая позиция и возрастные рубежи формирования щелочно-габброидного магматизма Северной части Кузнецкого Алатау

В геологическом строении данной территории выделяются два структурных этажа. Нижний сложен дислоцированными отложениями венда – раннего кембрия, которые развиты фрагментарно на участках наибольшего эрозионного среза и представлены карбонатными отложениями с прослоями эффузивно-осадочных пород. Они собраны в узколинейные складки, ориентированные в северо-восточном и субмеридиональном направлениях, согласно основным структурам района. Второй структурный этаж представлен вулканогенными образованиями, возраст которых обычно

диагностируется средним кембрием. Здесь присутствуют породы базальтового и андезитового составов, их туфы и лавобрекчии повышенной магнезиальности. Поля распространения эффузивов насыщены дайками щелочного и субщелочного составов. Отложения этого этажа характеризуются достаточно пологими углами падения от 15 до 30°.

Район имеет сложное блоковое строение, обусловленное большим количеством дизьюнктивных нарушений различного порядка субмеридионального и северо-западного простирания (Есин и др., 1987). В данном регионе насчитывается более 20 проявлений щелочных пород, представляющих определенный интерес для прогнозирования месторождений нефелиновых руд разных категорий (рис. 1). Одной из характерных особенностей структурной локализации этих объектов выступают дайковые пояса соответствующих направлений, которые связывают реальные интрузивные массивы между собой. Как правило, наиболее крупные интрузии находятся на пересечении дайковых поясов северо-западного и субмеридионального простирания или вблизи них, что отвечает наиболее проницаемым «магма проводящим» и «магма локализующим» структурам. Последние могут рассматриваться в качестве литологической и структурной границы между венд-кембрийским карбонатным складчатым ансамблем и перекрывающей среднекембрийской вулканогенной толщей. Одним из подтверждений подобного заключения выступает локализация большинства щелочно-габброидных интрузивов в карбонатном субстрате.

В полном объеме критериям раннедевонского магматизма Мариинской тайги отвечают только интрузивные массивы, локализованные в центральной части данного региона, т.е. в непосредственной близости от Кия-Шалтырского месторождения.

Особенности геологического строения и петрографического разнообразия Университетского массива

В современном эрозионном срезе Университетский массив почти не обнажается, он расположен в пониженной части рельефа и перекрыт чехлом рыхлых отложений повышенной мощности (от 1 до 10 м). В таких условиях его оконтуривание и выяснение особенностей геологического строения оказались сложными. Для решения данной задачи были задействованы детальная наземная магнитометрическая съемка, значительный объем горных работ и картировочное бурение. В плане (рис. 2) это вытянутое в меридиональном направлении тело (длина - 2,5 км, ширина - от 0,2 до 0,6 км), значительно осложненное разрывными нарушениями. Взаимоотношения с вмещающими породами неоднозначны. С габброидами и плагиогранитами Воскресенской интрузии предполагаются преимущественно тектонические контакты. С известняками усть-кундатской свиты фрагментарно установлены интрузивные, а с вулканитами берикульской - как тектонические, так и активные магматические границы. В зоне активного контакта фиксируются мраморизация, ороговикование и пропилитизация. Главной интрузивной фазой массива выступает тело субщелочных габброидов, петрографический состав которой подобен пойкилитовым базитам Кия-Шалтырского месторождения. Другими фазами являются полевошпатовые и бесполевошпатовые фоидолиты, субщелочные и щелочные габброиды, нефелиновые и щелочные сиениты, слагающие многочисленные мелкие, а иногда и достаточно мощные (до 10-30 м) дайки, а также полнокристаллические тералиты и ийолиты, представленные в виде «изометричного» тела на восточном фланге массива.

Субщелочные габброиды, слагающие основное тело первой интрузивной фазы достаточно однообразны по своему минеральному составу и различаются, в основном, степенью кристалличности. Главными породообразующими минералами являются оливин, основной плагиоклаз (An₅₀₋₅₄), титансодержащий авгит, биотит и титаномагнетит; в качестве акцессориев обычно присутствуют апатит и сфен. Структура – гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилоофитовой и пойкилитовой.

Основные фоидолиты и тералиты имеют между собой постепенные переходы с разными вариациями содержания нефелина, плагиоклаза, оливина и пироксена. Основным структурным отличием фоидолитов и щелочных базитов выступает более высокая степень идиоморфизма зерен нефелина по сравнению с полевым шпатом. Средне-крупнозернистые тералиты локального тела второй интрузивного тела на восточном фланге обнаруживают признаки вторичного развития фельдшпатоида по плагиоклазу, основность которого в данном парагенезисе снижается до олигоклаза – андезина. Это косвенно подтверждает гибридную природу данных образований. Учитывая, что в ассоциации с данными породами обнаружены делювиальные свалы практически бесполевошпатовых среднезернистых ийолитов, можно допустить активное взаимодействие более позднего фельдшпатоидного расплава с габброидами ранней фазы внедрения. Дополнительным аргументом в пользу отнесения данных пород ко второй фазе становления массива выступают многочисленные мелкие дайки полевошпатовых ийолитов и нефелиновых камптонитов (тамараитов), прорывающие субщелочные габброиды главного тела и которые могут рассматриваться в качестве жильной фации полевошпатовых ийолитов.

Ультраосновные фоидолиты в пределах массива и в его ближайшем обрамлении представлены маломощными (от первых десятков сантиметров до первых метров) дайками. Преимущественно они локализуются на западном фланге Университетского массива, локально прорывая габброиды и преимущественно эффузивы берикульской свиты. По составу и текстурно-структурным особенностям среди них выделяются четыре главные разновидности: а) микроийолиты, лишенные вкрапленников; б) ийолит-порфиры с врапленниками нефелина от 10 до 30%; в) ургит-порфиры (объем вкрапленников нефелина 50-70%); г) микроийолиты с крупными включениями («ксенолитами») полнокристаллических уртитов, реже пегматоидных ийолитов и микройолитов. «Ксеногенная» природа последних предполагается на основе наблюдений подобных разновидностей даек Кия-Шалтырского месторождения, которые имеют резкие контакты с породами рудного тела и специфические изотопно-геохимические характеристики (Gertner et al., 2007).

В целом, общие закономерности строения Университетского массива и его горнопородных ассоциаций позволяют предположить, что данный объект может рассматриваться в качестве слабо эродированного щелочно-габброидного массива, сформировавшегося на литологической границе раннекембрийкого карбонатного и среднекембрийского вулканогенного структурных ансамблей.

Геохимические особенности пород и геодинамические условия их формирования

Главной особенностью распределения петрогенных окислов в породах повышенной щелочности северного склона Кузнецкого Алатау выступает их дискретность, наглядно выраженная на диаграмме «Na₂O+K₂O–SiO₂» (рис. 3). Вариационные тренды, построенные для 13 массивов данного региона, отвечают как минимум трем типам петрографических магматических серий:

а) субщелочные габброиды – умеренно щелочные сиениты;
б) тералиты – основные фоидолиты – нефелиновые сиениты;

в) бесполевошпатовые мельтейгиты – ийолиты – уртиты.

Для разных геологических объектов наблюдается различное сочетание указанных серий. Например, для Бархатно-Кийского и Дедовогорского массивов характерно развитие пород только первой серии (А), для Горячегорского – только (Б), а для Светлинского – исключительно серии (В). Есть контрастные по химизму объекты (Кия-Шалтырский, Верхне-Петропавловский, Кургусуль-Лиственный) или наиболее дифференцированные массивы, в составе которых фиксируются продукты всех трех серий. К последним относится и Университетский интрузив, где представлены субщелочные габброиды, тералиты и основные фоидолиты, а также дайковая серия ийолит-уртитового ряда. Химический состав и концентрации рассеянных элементов для представительных разновидностей горных пород исследуемого объекта приведены в таблице 1. Диагностика петрогенных оксидов выполнена методами мокрой химии и РФА, а редких и рассеянных элементов - методом ICP MS в Аналитическом центре геохимии природных систем Национального исследовательского Томского государственного университета.

Транзитные (сидерофильные и халькофильные типа Cr, Ni, Mn, V, Co, Sc, Cu, Zn) элементы. В породах массива наблюдаются весьма низкие концентрации данных элементов. Их уровень накопления относительно содержаний в эталоне C1 (хондрите) (Langmuir et al., 1977), за исключением Sc, Ti, V, в основном меньше единицы (рис. 4).

На диаграмме можно отметить резкие отрицательные аномалии для элементов группы железа (Cr, Co, Ni) – концентрации в 3-1000 раз меньше, чем в хондритовом компоненте и незначительные положительные аномалии для (Ti, Sc, V), содержания которых в среднем в 1,5-20 раз больше, чем в эталоне C1 (табл. 2).


Рисунок 1 - Схема размещения щелочно-базитовых массивов в геологических структурах северной части Кузнецкого Алатау (Корреляция ..., 2000).

1 – отложения Кузнецкого угленосного прогиба; 2 – терригенные отложения девонских дейтероорогенных впадин; 3 – вулканогенные отложения девонских дейтероорогенных впадин и грабенов; 4 – Ордовикские отложения Тайдонского грабена;
5 – карбонатные и вулканогенные отложения нижнего и среднего кембрия; 6 – кремнисто-сланцевые, вулкано-генные и карбонатные отложения верхнего рифея-нижнего кембрия; 7 – средне-верхнерифейские метаморфические комплексы Томского выступа; 8 – гранитоиды повышенной щелочности; 9 – гранитоиды нормальной щелочности; 10 – умеренно-щелочные габброиды и сиенитоиды; 11 – базиты офиолитовой ассоциации; 12 – ультрамафиты офиолитовой ассоциации; 13 – надвиги; 14 – сбросы; 15 – прочие тектонические нарушения; 16 – геологические границы; 17 – пояса даек щелочно-базитовой серии; 18 – массивы щелочно-основных пород (1 – Кия–Шалтырский, 2 – Университетский, 3 – Белогорский, 4 – Светлинский, 5 – Подтайгинский, 6 – «Кийские выходы», 7 – Кургусульский, 8 – Батанаюльский, 9 – Верхнепетропавловский, 10 – Черемушинский, 11 – Горячегорский, 12 – Загорный, 13 – Дедовогорский, 14 – г. Пестрой, 15 – Малосеменовский, 21 – г. Лысой, 22 – руч. Дмитриевского).



Рисунок 2 - Схема геологического строения Университетского массива (Осипов и др., 1989).

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – средний кембрий, берекульская свита: а – базальты, андезитобазальты, дациты, б – лавобрекчии, их туфы; 3 – нижний кембрий, усть кундатская свита: а – известняки, глинистые сланцы, прослои кремнистых и глинистых сланцев, б – мраморизованные известняки; раннедевонский кийский (горячегорский) щелочно-габброидный комплекс: 4 – 5 – высокощелочные дайки: 4 – а – микроийолиты, б – уртит порфиры, 5 - полевошпатовые породы: а – мелко- и микрозернистые ийолиты, б - среднезернистые ийолиты, в – нефелиновые камптониты; 6 – щелочные мелкозернистые порфировидные габбро фации эндоконтакта; 7 – лейкотералиты с линзами полевошпатовых ийолитов; 8 – габбро, содержащее нефелин: а – до 5 и б-до 15%; 9-раннепалеозойская Воскресенская интрузия: габбро, гранодиориты, плагиограниты; 10 – тектонические нарушения: а прослеженные, б - предполагаемые; 11 – геологические границы: а – прослеженные, б – постепенные.



Рисунок 3 - Петрохимическая диаграмма « $Na_2O+K_2O-SiO_2$ » (для пород щелочных массивов Кузнецкого Алатау (Gertner et al., 2007).

Условные обозначения: (А) вариационные кривые ультраосновных фоидолитов; (Б) вариационные кривые основных фоидолитов; (В) вариационные кривые щелочных габброидов. Щелочные массивы: 1, Кия-Шалтырь; 2, Университетский; 3, Белогорский; 4, Светлинский; 5, Подтайга; 6, Кийские выходы; 7, Кургусуль-Лиственный; 8, Батанаюла; 9, Верхнепетропавловский; 10, Черемушинский; 11, Горячегорский; 12, Больше-Таскыльский; 13, Дедовогорский; 14, Гора Пестрая.



Рисунок 4 - Распределение транзитных элементов в породах Университетского массива 36/147,0 – меланогаббро; 41/87,0 – лейкогаббро; 8А – лейкотералит; УН-1 – уртит порфир; КС 7/1 – ксенолит уртита из уртит порфира.

Концентрации нормированы по С1 (Langmuir et al., 1997).



Рисунок 5 - Распределение редкоземельных элементов в породах Университетского массива

36/147,0 – меланогаббро; 41/87,0 – лейкогаббро; 8А – лейкотералит; УН-1 – уртит порфир; КС 7/1 – ксенолит уртита из уртит порфира.

Содержание РЗЭ нормализованы по СІ (Sun et al., 1989).





Рисунок 6 - Распределение гидромагматофильных элементов в породах Университетского массива (а) Фоидолиты: УН-1 – уртит порфир; КС 7/1 – «ксенолит» уртита из ийолит порфира. (б) Габбро, тералит: 36/147,0 – меланогаббро; 41/87,0 – лейкогаббро; 8 А – лейкотералит; Содержание гидромагматофильных элементов нормализованы по OIB (Sun et al., 1989).

Относительно друг друга, породы массива имеют следующий характер распределения транзитных элементов. В генетическом ряду «лейкократовое → меланократовое габбро» отмечается уменьшение концентраций всех элементов от обр. 41/84 к обр. 36/147. Также, по сравнению с габброидами в лейкотералите (обр. 8А), в уртит порфире (обр. VH-1) и в «ксенолите» (обр. Кс-7/1) можно наблюдать, более высокие концентрации содержание транзитных элементов, также следует учесть, что (в обр. Кс-7/1) ийолит с «ксенолитом» уртит-порфира наблюдается повышенное содержание цинка относительно остальных образцов.

Особенности поведения рассеянных компонентов в породах Университетского массива представлены в виде мультиэлементных диаграмм, отражающих характер распределения REE, LILE и HFSE. При построении данных графиков нормирование исходных аналитических данных проводилось по эталонам CI и OIB, согласно (Sun & McDonohoug, 1989).

Спектры распределения лантаноидов в породах Университетского массива характеризуются близким соотношением легких и тяжелых элементов (рис. 5). Они практически параллельны и отвечают значениям La/Yb отношения в интервале 10-18. Общий уровень накопления REE отвечает следующему порядку. Наименее обедненными являются включения («ксенолиты») уртитов из даек ийолитов (обр. Кс-7/1), что согласуется с данными по уртитам Кия-Шалтырского интрузива (Войтенко, 2003). В уртит-порфирах концентрация этих элементов чуть выше, а в субщелочных габброидах продолжает увеличиваться. При этом меланократовое габбро оказывается более обогащенным редкими землями, чем лейкократовая его разновидность. В последней также фиксируется слабая положительная аномалия европия. Подобная закономерность может быть объяснена кумулятивной сегрегацией нефелина в фоидалитах и плагиоклаза в габброидах, как ранних фаз кристаллизации соответствующих расплавов. Максимальный уровень накопления отмечается в лейкотералитах, для спектра которых визуально фиксируется «своеобразный» отрыв. Возможно, это является результатом смешения различных по составу магматических расплавов.

Мультиэлементные спектры, нормированные по среднему составу базальтов океанических островов (OIB), обнаруживают следующие закономерности. Для фоидолитов (обр. Кс-7/1 и УН-1) наблюдается достаточно резкое обеднение большинства редких эле-ментов относительно стандарта OIB (рис. 6 a). Повышенные концентрации отмечаются только для LILE и U. Аналогичная картина наблюдается и в мультиэлементном спектре субщелочных габброидов, но при чуть более высоких концентрациях редких элементов (рис. 6 б). Наиболее близким к спектру ОІВ выступает распределение данных компонентов в лейколейкотералитах (обр. 8А), для которых не фиксируется резкое обогащение стронцием. В целом, наличие отчетливых отрицательных аномалий Nb, Ta, Hf и Ti на фоне резких положительных пиков Rb, Sr и U свидетельствуют о достаточно сложной геодинамической обстановке формирования щелочных пород Мариинской тайги в девоне. Вполне вероятно, что генерация первичных магм происходила в условиях активного теплового воздействия мантийных плюмов на литосферную мантию с последующим взаимодействием с веществом земной коры и при участии коровых флюидов.

Таким образом, особенности распределения рассеянных элементов в породах Университетского массива позволяют сопоставлять их с аналогичными производными Кия-Шалтырского и близко расположенных массивов (Дедовогорского и Белогорского). Наличие дефицита ниобия, тантала, гафния (в виде резких отрицательных аномалий) на фоне общего пониженного относительно стандарта мантийного плюмого компонента в виде OIB, а также локальная обогащенность LILE (Sr, Rb, Ba) позволяет предполагать сложную геодинамическую обстановку проявления щелочно-базитового магматизма в центральном секторе Кузнецкого Алатау в раннем девоне. Аналогичные выводы были получены Д.Н. Войтенко при интерпретации геохимических особенностей горных пород Кия-Шалтырского массива (Войтенко, 2007).

Изотопное датирование

Sm-Nd метод. Измерения изотопного состава неодима и концентраций Sm и Nd проводилась на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) в статистическом двухленточном режиме с использованием рениевых и танталовых лент (Серов и др., 2014). Среднее значение отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в стандарте La Jolla за период измерений составило 0.512081±13 (N = 11) (табл. 3). Погрешности значений (2 σ) ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd не превышает 0.5 отн. %, для ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd – соответственно 0.005 отн. %. При расчете первичных изотопных отношений, величин ε_{Nd} , ε_{Sr} , T_{Nd} (DM) применялись современные параметры модельных резервуа-

ров CHUR (143 Nd/ 144 Nd = 0.512638, 147 Sm/ 144 Nd = 0.1967) и деплетированной мантии (DM) (143 Nd/ 144 Nd = 0.51315, 147 Sm/ 144 Nd = 0.2137) (Фор, 1989). Построение изохрон осуществлялось методом Д. Йорка (York, 1966) с использованием программы Isoplot/Ex (Ludwig, 1999). Наиболее точные Sm-Nd изохроны были получены по минеральным фазам и валовым составам двух образцов субщелочных габброидов (рис. 7).



Рисунок 7 – Sm-Nd минеральные изохроны по субщелочным габброидам Университетского массива. Измерения проводились по стандартной методике (Серов и др. 2014).

Одной из главных неожиданностей при проведении данных исследований оказался сам возраст исследуемых габброидов, который отвечает временному интервалу 498-492 млн. лет с ошибкой порядка 23-28 млн. лет. Подобное проявление щелочного магматизма в данном регионе отвечало, исключительно, западному сектору Мариинской Тайги и было зафиксировано для щелочно-габброидной ассоциации Верхне-Петропавловского массива (Vrublevskii et al., 2016). Датирование собственно щелочных пород Sm-Nd изотопным методом в настоящее время достаточно проблематично, т.к. вариации значений ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd не превышает диапазона 0.09 – 0.11. Тем не менее, можно говорить о девонском возрасте их формировании (380 – 430 млн. лет), который соответствует главной фазе проявления фоидолитов в данном секторе региона. Важным элементом исследования Университетского массива является его промежуточное структурное положение между западным и восточным секторами областей проявления магматизма повышенной шелочности северного склона Кузнецкого Алатау, которые согласно последним геохронологическим исследованиям формировались в широком временном интервале (507 – 265 млн. лет). Мы допускаем вариант совмещения нескольких временных этапов проявления магматизма повышенной щелочности в пределах данного геологического объекта. Более детальное его изучение будет способствовать разработке геодинамической модели формирования высокоглиноземистых щелочных магм в условиях проявления плюмовой активности мантии в складчатых структурах окраины древних континентов.

Таблица 1.

Okcirg36/14741/878AУH-1KC-7/112345SiO244,9847,8046,6441,9341,17TiO20,951,0551,270,3750,49AlQ0315,1119,5814,7125,9628,5Fe2O311,1989,1111,342,894,53MgO8,9294,3156,922,092,4CaO14,6314,1910,536,417,96Na2O2,962,84,2310,3510,24K2O0,950,392,439,263,28P2O50,0930,0510,50,3010,44LOI1,130,541,262,892,55Cymma99,899,2999,6599,56699,01Perkine элементы7224,197537,880155,785038,851819,8222Ni55,679929,23407,24186,261712,1023V155,261842,911711,71798,537363,7576Cs0,77820,46990,98510,685411,6256Rb23,498837,90941,183253,8740100,1275Ba302,811345,7155725,5941395,4535280,1494Sr537,591075,04885,381063,3535,6995Nb9,332810,436541,211412,64485,8020Ta0,58910,73262,44400,95020,4298<	Представите	ельные химичест	кие составы маги	матических порс	д Университется	кого массива
Okting 1 2 3 4 5 SiO2 44,98 47,80 46,46 41,93 41,17 TiO2 0,95 1,055 1,27 0,375 0,49 Al2O3 15,11 19,58 14,71 25,96 28,5 Fe2O3 11,198 9,11 11,34 2,89 4,53 MgO 8,929 4,315 6,92 2,09 2,4 CaO 14,63 14,19 10,53 6,41 7,96 Na2O 2,96 2,8 4,23 10,35 10,24 K2O 0,95 0,39 2,43 9,26 3,28 P2O5 0,093 0,051 0,5 0,301 0,44 LOI 1,13 0,54 1,26 2,89 2,55 Cymaa 99,8 99,29 99,56 99,56 99,01 Perkine 3/nemetris 11 1,26 3,88,518 19,8222 Ni 55,6799 29,234	Оконд	36/147	41/87	8A	УН-1	KC-7/1
SiO244,9847,8046,4641,9341,17TiO20,951,0551,270,3750,49Al2O315,1119,5814,7125,9628,5Fe2O311,1989,1111,342,894,53MgO8,9294,1110,536,417,96Na2O2,962,84,2310,3510,24K2O0,950,392,439,263,28P2O50,0930,0510,50,3010,44LO11,130,541,262,892,55Cyma99,899,6599,56699,01Peqkie элементы111,71798,537363,7576Ni55,679929,23407,24186,261712,1023Ni55,679929,23407,24186,261712,1023Ni55,679929,23407,24186,261712,1023Ni55,679929,23407,24186,261712,1023Ni55,679929,23407,24186,261712,1023Ni55,679929,23407,24186,261712,1023Ni55,679934,355112,14849,197914,2550Cs0,77820,46990,98510,685411,6256Rb23,498837,90941,18253,8740100,1275Ba302,8811345,7155725,5941395,4535280,1494Rf0,58910,73262,44400,9502 </td <td>Оксид</td> <td>1</td> <td>2</td> <td>3</td> <td>4</td> <td>5</td>	Оксид	1	2	3	4	5
TiO20.951.0551.270.3750.49Al2O315,1119,5814,7125,9628,5Fe2O311,1989,1111,342,894,53MgO8,9294,3156,922,092,4CaO14,6314,1910,536,417,96NaZO2,962,84,2310,3510,24K2O0,950,392,439,263,28P2O50,0930,0510,50,3010,44LOI1,130,541,262,892,55Cymma99,899,2999,6599,56699,01Редкие элементы	SiO2	44,98	47,80	46,46	41,93	41,17
Al2O315,1119,5814,7125,9628,5Fe2O311,1989,1111,342,894,53MgO8,9294,3156,922,092,4CaO14,6314,1910,536,417,96Na2O2,962,84,2310,3510,24K2O0,950,392,439,263,28P2O50,0930,0510,50,3010,44LOI1,130,541,262,892,55Cymma99,899,2999,6599,56699,01Pegkue элементы	TiO2	0,95	1,055	1,27	0,375	0,49
Fe2O311,1989,1111,342,894,53MgO8,9294,3156,922,092,4CaO14,6314,1910,536,417,96Na2O2,962,84,2310,3510,24K2O0,950,392,439,263,28P2O50,0930,0510,50,3010,44L011,130,541,262,892,55Cymma99,899,2999,6599,56699,01Pejtkue элементы	Al2O3	15,11	19,58	14,71	25,96	28,5
MgO8,9294,3156,922,092,4CaO14,6314,1910,536,417,96Na2O2,962,84,2310,3510,24K2O0,950,392,439,263,28P2O50,0930,0510,50,3010,44LO11,130,541,262,9929,56SCyma99,899,2999,6599,56699,01Pertkite элементы </td <td>Fe2O3</td> <td>11,198</td> <td>9,11</td> <td>11,34</td> <td>2,89</td> <td>4,53</td>	Fe2O3	11,198	9,11	11,34	2,89	4,53
CaO14,6314,1910,536,417,96Na2O2,962,84,2310,3510,24K2O0,950,392,439,263,28P2O50,0930,0510,50,3010,44LO11,130,541,262,892,55Cyma99,899,2999,6599,56699,01Peakue элементыCr224,197537,880155,785038,851819,8222Ni55,679929,23407,24186,261712,1023V155,261842,911711,71798,537363,7576Co48,472934,355112,14849,197914,2550Cs0,77820,46990,98510,685411,6256Rb23,498837,909941,183253,8740100,1275Ba302,8811345,7155725,5941395,4535280,1494Sr53,7591075,04885,381063,3535,6995Nb9,332810,436541,211412,64485,8020Ta0,58910,73262,44400,95020,4298Zr123,539695,0487275,679481,003769,0379Hf2,67881,55593,95730,82462,2212Y22,364517,215345,299814,83548,2749Th2,71762,45017,00183,29814,1883U1,91702,26205,4251	MgO	8,929	4,315	6,92	2,09	2,4
Na2O2,962,84,2310,3510,24K2O0,950,392,439,263,28P2O50,0930,0510,50,3010,44LO11,130,541,262,892,55Сумма99,899,2999,6599,56699,01Редкие элементы12,1023R224,197537,880155,785038,851819,8222Ni55,679929,23407,24186,261712,1023V155,261842,911711,71798,537363,7576Co48,472934,355112,14849,197914,2550Cs0,77820,46990,98510,685411,6256Rb23,498837,909941,183253,8740100,1275Ba302,8811345,7155725,5941395,4535280,1494Sr537,591075,04885,381063,3535,6995Nb9,332810,436541,211412,64485,8020Ta0,58910,73262,44400,95020,4298Zr123,539695,0487275,679481,003769,0379Hf2,67881,55593,95730,82462,2212Y22,364517,215345,299814,83548,2749Th2,71762,45017,00183,29814,1883U1,91702,26205,42513,15081,3037Sc23,62186,1947	CaO	14,63	14,19	10,53	6,41	7,96
K2O0,950,392,439,263,28P2O50,0930,0510,50,3010,44LO11,130,541,262,892,55Сумма99,899,2999,6599,56699,01Редкие элементы </td <td>Na2O</td> <td>2,96</td> <td>2,8</td> <td>4,23</td> <td>10,35</td> <td>10,24</td>	Na2O	2,96	2,8	4,23	10,35	10,24
P2O50,0930,0510,50,3010,44LOI1,130,541,262,892,55Сумма99,899,2999,6599,56699,01Редкие элементы </td <td>K2O</td> <td>0,95</td> <td>0,39</td> <td>2,43</td> <td>9,26</td> <td>3,28</td>	K2O	0,95	0,39	2,43	9,26	3,28
LOI1,130,541,262,892,55Сумма99,899,2999,6599,56699,01Редкие элементы </td <td>P2O5</td> <td>0,093</td> <td>0,051</td> <td>0,5</td> <td>0,301</td> <td>0,44</td>	P2O5	0,093	0,051	0,5	0,301	0,44
Cymma99,899,2999,6599,56699,01Редкие элементы </td <td>LOI</td> <td>1,13</td> <td>0,54</td> <td>1,26</td> <td>2,89</td> <td>2,55</td>	LOI	1,13	0,54	1,26	2,89	2,55
Редкие элементыImage: constant stateCr224,197537,880155,785038,851819,8222Ni55,679929,23407,24186,261712,1023V155,261842,911711,71798,537363,7576Co48,472934,355112,14849,197914,2550Cs0,77820,46990,98510,685411,6256Rb23,498837,909941,183253,8740100,1275Ba302,8811345,7155725,5941395,4535280,1494Sr537,591075,04885,381063,3535,6995Nb9,332810,436541,211412,64485,8020Ta0,58910,73262,44400,95020,4298Zr123,539695,0487275,679481,003769,0379Hf2,67881,55593,95730,82462,2212Y22,364517,215345,299814,83548,2749Th2,71762,45017,00183,29814,1883U1,91702,26205,42513,15081,3037Sc23,62186,19470,86340,50785,7854La/Yb9,6919,58810,27712,41917,76	Сумма	99,8	99,29	99,65	99,566	99,01
Cr224,197537,880155,785038,851819,8222Ni55,679929,23407,24186,261712,1023V155,261842,911711,71798,537363,7576Co48,472934,355112,14849,197914,2550Cs0,77820,46990,98510,685411,6256Rb23,498837,909941,183253,8740100,1275Ba302,8811345,7155725,5941395,4535280,1494Sr537,591075,04885,381063,3535,6995Nb9,332810,436541,211412,64485,8020Ta0,58910,73262,44400,95020,4298Zr123,539695,0487275,679481,003769,0379Hf2,67881,55593,95730,82462,2212Y22,364517,215345,299814,83548,2749Th2,71762,45017,00183,29814,1883U1,91702,26205,42513,15081,3037Sc23,62186,19470,86340,50785,7854∑TR111,394,37245,97103,5879,185La/Yb9,6919,58810,27712,41917,76	Редкие элементы					
Ni55,679929,23407,24186,261712,1023V155,261842,911711,71798,537363,7576Co48,472934,355112,14849,197914,2550Cs0,77820,46990,98510,685411,6256Rb23,498837,909941,183253,8740100,1275Ba302,8811345,7155725,5941395,4535280,1494Sr537,591075,04885,381063,3535,6995Nb9,332810,436541,211412,64485,8020Ta0,58910,73262,44400,95020,4298Zr123,539695,0487275,679481,003769,0379Hf2,67881,55593,95730,82462,2212Y22,364517,215345,299814,83548,2749Th2,71762,45017,00183,29814,1883U1,91702,26205,42513,15081,3037Sc23,62186,19470,86340,50785,7854∑TR111,394,37245,97103,5879,185La/Yb9,6919,58810,27712,41917,76	Cr	224,1975	37,8801	55,7850	38,8518	19,8222
V155,261842,911711,71798,537363,7576Co48,472934,355112,14849,197914,2550Cs0,77820,46990,98510,685411,6256Rb23,498837,909941,183253,8740100,1275Ba302,8811345,7155725,5941395,4535280,1494Sr537,591075,04885,381063,3535,6995Nb9,332810,436541,211412,64485,8020Ta0,58910,73262,44400,95020,4298Zr123,539695,0487275,679481,003769,0379Hf2,67881,55593,95730,82462,2212Y22,364517,215345,299814,83548,2749Th2,71762,45017,00183,29814,1883U1,91702,26205,42513,15081,3037Sc23,62186,19470,86340,50785,7854La/Yb9,6919,58810,27712,41917,76	Ni	55,6799	29,2340	7,2418	6,2617	12,1023
Co48,472934,355112,14849,197914,2550Cs0,77820,46990,98510,685411,6256Rb23,498837,909941,183253,8740100,1275Ba302,8811345,7155725,5941395,4535280,1494Sr537,591075,04885,381063,3535,6995Nb9,332810,436541,211412,64485,8020Ta0,58910,73262,44400,95020,4298Zr123,539695,0487275,679481,003769,0379Hf2,67881,55593,95730,82462,2212Y22,364517,215345,299814,83548,2749Th2,71762,45017,00183,29814,1883U1,91702,26205,42513,15081,3037Sc23,62186,19470,86340,50785,7854∑TR111,394,37245,97103,5879,185La/Yb9,6919,58810,27712,41917,76	V	155,2618	42,9117	11,7179	8,5373	63,7576
Cs0,77820,46990,98510,685411,6256Rb23,498837,909941,183253,8740100,1275Ba302,8811345,7155725,5941395,4535280,1494Sr537,591075,04885,381063,3535,6995Nb9,332810,436541,211412,64485,8020Ta0,58910,73262,44400,95020,4298Zr123,539695,0487275,679481,003769,0379Hf2,67881,55593,95730,82462,2212Y22,364517,215345,299814,83548,2749Th2,71762,45017,00183,29814,1883U1,91702,26205,42513,15081,3037Sc23,62186,19470,86340,50785,7854∑ TR111,394,37245,97103,5879,185La/Yb9,6919,58810,27712,41917,76	Со	48,4729	34,3551	12,1484	9,1979	14,2550
Rb23,498837,909941,183253,8740100,1275Ba302,8811345,7155725,5941395,4535280,1494Sr537,591075,04885,381063,3535,6995Nb9,332810,436541,211412,64485,8020Ta0,58910,73262,44400,95020,4298Zr123,539695,0487275,679481,003769,0379Hf2,67881,55593,95730,82462,2212Y22,364517,215345,299814,83548,2749Th2,71762,45017,00183,29814,1883U1,91702,26205,42513,15081,3037Sc23,62186,19470,86340,50785,7854∑TR111,394,37245,97103,5879,185La/Yb9,6919,58810,27712,41917,76	Cs	0,7782	0,4699	0,9851	0,6854	11,6256
Ba302,8811345,7155725,5941395,4535280,1494Sr537,591075,04885,381063,3535,6995Nb9,332810,436541,211412,64485,8020Ta0,58910,73262,44400,95020,4298Zr123,539695,0487275,679481,003769,0379Hf2,67881,55593,95730,82462,2212Y22,364517,215345,299814,83548,2749Th2,71762,45017,00183,29814,1883U1,91702,26205,42513,15081,3037Sc23,62186,19470,86340,50785,7854∑TR111,394,37245,97103,5879,185La/Yb9,6919,58810,27712,41917,76	Rb	23,4988	37,9099	41,1832	53,8740	100,1275
Sr537,591075,04885,381063,3535,6995Nb9,332810,436541,211412,64485,8020Ta0,58910,73262,44400,95020,4298Zr123,539695,0487275,679481,003769,0379Hf2,67881,55593,95730,82462,2212Y22,364517,215345,299814,83548,2749Th2,71762,45017,00183,29814,1883U1,91702,26205,42513,15081,3037Sc23,62186,19470,86340,50785,7854∑TR111,394,37245,97103,5879,185La/Yb9,6919,58810,27712,41917,76	Ba	302,8811	345,7155	725,5941	395,4535	280,1494
Nb9,332810,436541,211412,64485,8020Ta0,58910,73262,44400,95020,4298Zr123,539695,0487275,679481,003769,0379Hf2,67881,55593,95730,82462,2212Y22,364517,215345,299814,83548,2749Th2,71762,45017,00183,29814,1883U1,91702,26205,42513,15081,3037Sc23,62186,19470,86340,50785,7854∑TR111,394,37245,97103,5879,185La/Yb9,6919,58810,27712,41917,76	Sr	537,59	1075,04	885,38	1063,35	35,6995
Ta0,58910,73262,44400,95020,4298Zr123,539695,0487275,679481,003769,0379Hf2,67881,55593,95730,82462,2212Y22,364517,215345,299814,83548,2749Th2,71762,45017,00183,29814,1883U1,91702,26205,42513,15081,3037Sc23,62186,19470,86340,50785,7854∑TR111,394,37245,97103,5879,185La/Yb9,6919,58810,27712,41917,76	Nb	9,3328	10,4365	41,2114	12,6448	5,8020
Zr123,539695,0487275,679481,003769,0379Hf2,67881,55593,95730,82462,2212Y22,364517,215345,299814,83548,2749Th2,71762,45017,00183,29814,1883U1,91702,26205,42513,15081,3037Sc23,62186,19470,86340,50785,7854∑TR111,394,37245,97103,5879,185La/Yb9,6919,58810,27712,41917,76	Та	0,5891	0,7326	2,4440	0,9502	0,4298
Hf2,67881,55593,95730,82462,2212Y22,364517,215345,299814,83548,2749Th2,71762,45017,00183,29814,1883U1,91702,26205,42513,15081,3037Sc23,62186,19470,86340,50785,7854∑TR111,394,37245,97103,5879,185La/Yb9,6919,58810,27712,41917,76	Zr	123,5396	95,0487	275,6794	81,0037	69,0379
Y22,364517,215345,299814,83548,2749Th2,71762,45017,00183,29814,1883U1,91702,26205,42513,15081,3037Sc23,62186,19470,86340,50785,7854∑ TR111,394,37245,97103,5879,185La/Yb9,6919,58810,27712,41917,76	Hf	2,6788	1,5559	3,9573	0,8246	2,2212
Th2,71762,45017,00183,29814,1883U1,91702,26205,42513,15081,3037Sc23,62186,19470,86340,50785,7854∑TR111,394,37245,97103,5879,185La/Yb9,6919,58810,27712,41917,76	Y	22,3645	17,2153	45,2998	14,8354	8,2749
U1,91702,26205,42513,15081,3037Sc23,62186,19470,86340,50785,7854Σ TR111,394,37245,97103,5879,185La/Yb9,6919,58810,27712,41917,76	Th	2,7176	2,4501	7,0018	3,2981	4,1883
Sc 23,6218 6,1947 0,8634 0,5078 5,7854 Σ TR 111,3 94,37 245,97 103,58 79,185 La/Yb 9,691 9,588 10,277 12,419 17,76	U	1,9170	2,2620	5,4251	3,1508	1,3037
Σ TR 111,3 94,37 245,97 103,58 79,185 La/Yb 9,691 9,588 10,277 12,419 17,76	Sc	23,6218	6,1947	0,8634	0,5078	5,7854
La/Yb 9,691 9,588 10,277 12,419 17,76	$\sum TR$	111,3	94,37	245,97	103,58	79,185
	La/Yb	9,691	9,588	10,277	12,419	17,76

Примечание. 1 – меланогаббро; 2 – лейкогаббро; 3 – тералит; 4 – уртит порфир; 5 – ксенолит уртита из уртит порфира. Содержание оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) РФА и ICP-MS. в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» НИ ТГУ (Томск).

Таблица 2

Распределение редких и редкоземельных элементов в породах Университетского массива

r	.,,	L		· · · · · · · · ·	· F · · · · · ·	
Порода	36/147.0	41/84.0	УН-1	8A	8A	Kc-7/1
Элементы	1	2	3	4	5	6
Be	1,503	1,615	2,819	5,217	4,907	0,752
Sc	23,622	6,195	0,508	0,863	0,861	5,785
Ti	4851,3	3369,1	1795,4	3176,9	3314,6	2094,2
V	155,3	42,912	8,537	11,718	10,830	63,758
Cr	224,2	37,880	38,852	55,785	55,505	19,822
Со	48,473	34,355	9,198	12,148	12,643	14,255
Ni	55,680	29,234	6,262	7,242	7,993	12,102
Cu	42,795	21,524	15,711	18,815	20,431	43,856
Zn	106,0	63,5	52,1	139,9	163,0	943,6
Ga	17,17	14,74	20,26	24,97	26,11	7,573
Rb	23,50	37,91	53,87	41,18	42,04	100,13
Sr	537,6	1075,0	1063,4	885,4	899,9	35,7
Y	22,365	17,215	14,835	45,300	44,745	8,275
Zr	123,5	95,05	81,00	275,7	281,5	69,04
Nb	9,333	10,436	12,645	41,211	42,890	5,802
Cs	0,778	0,470	0,685	0,985	1,015	11,626
Ba	302,9	345,7	395,5	725,6	796,6	280,1
La	20,98	17,91	21,76	48,93	47,96	18,97
Ce	44,48	37,76	44,58	101,63	101,74	31,46
Pr	5,205	4,514	4,919	9,161	9,104	3,737
Nd	21,23	17,56	17,85	44,12	43,30	14,33
Sm	4,545	3,395	3,097	8,532	8,541	2,746
Eu	1,321	1,385	1,039	2,717	2,630	0,721
Gd	4,412	3,191	2,732	8,088	8,041	2,144
Tb	0,700	0,516	0,432	1,334	1,316	0,320
Dy	4,267	3,124	2,619	8,311	8,095	1,926
Но	0,881	0,663	0,578	1,788	1,761	0,379
Er	2,440	1,908	1,690	5,094	5,039	1,063
Tm	0,357	0,295	0,268	0,784	0,769	0,162
Yb	2,165	1,867	1,752	4,761	4,806	1,068
Lu	0,317	0,285	0,264	0,715	0,706	0,163
Hf	2,679	1,556	0,825	3,957	4,065	2,221
Та	0,589	0,733	0,950	2,444	2,507	0,430
Th	2,718	2,450	3,298	7,002	6,717	4,188
U	1,917	2,262	3,151	5,425	5,692	1,304

Примечание. Породы представлены: меланогаббро – 36/147; лейкогаббро – 41/84; уртит порфир – УН-1; лейкотералит – 8А; ийолит с «ксенолитом» уртит порфира. Концентрации микроэлементов (г/т) определены методом ICP-MS в ЦКП «Аналитиче-ский центр геохимии природных систем» НИ ТГУ (Томск).

Таблица 3

Образец	Концен мк	трация, т/г	Изотопны	Т _{DM} , млн. лет	ε _{nd} (T)					
	Sm	Nd	147Sm/144Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	5101					
	C36/147									
WR	3.42	15.27	0.1353	0.512808±9	668	+7.3				
Pl	1.531	9.46	0.0978	0.512709±16						
Ol	4.49	13.23	0.2050	0.513051±10						
Px	4.18	15.02	0.1682	0.512922±8						
			C41/87.0							
WR	1.769	7.46	0.1433	0.512907±12	630	+8.7				
P1	0.588	3.44	0.1033	0.512797±9						
Px	2.43	7.99	0.1841	0.513041±25						
Ol	3.95	11.020	0.2165	0.513160±12						

Изотопный состав Sm-Nd в габброидах Университетского массива

Примечание. СЗ6/147 - меланогаббро, С41/87.0 - лейкогаббро.

Заключение

Результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие основные выводы, отражающие необходимость дальнейшего изучения Университетского щелочно-габброидного массива. Во-первых, данный объект представляет интерес для обоснования структурной позиции залежей богатых нефелиновых руд в регионе. Особенности его геологического строения и локализация на границе двух контрастных по степени дислоцированности и вещественному составу ассоциаций карбонатного и вулканогенного ансамблей позволяет изучить строение верхней части интрузивного фронта щелочно-габброидного магматизма. Во-вторых, широкое петрографическое и петрохимическое разнообразие слагающих его пород обеспечит реконструкцию процессов генезиса высокоглиноземистых разновидностей в составе магматических комплексов данного региона. В третьих, детальное геохимическое тестирование будет способствовать разработке наиболее приемлемой геодинамической модели проявления подобного магматизма повышенной щелочности в складчатых структурах Северной и Центральной Азии.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства образования и науки Российской Федерации (проект № 5.2352.247/ПЧ).

Список литературы

- Войтенко Д.Н. Анализ поведения редких, редкоземельных и благородных металлов в процессе дифференциации щелочно-базитовых магм: геохимические ограничения для модели формирования богатых нефелиновых руд. Отчет о НИР (заключительный) / Том. гос. ун-т. РИ-111.0/003/053. Томск, 2005. 68 с.Войтенко Д.Н. Микроструктура уртитов Кия-Шалтырского плутона (Кузнецкий Алатау) // Геологи XXI века: Тез. Всеросс. научн. конф. Саратов: Изд-во СО ЕАГО, 2003. С. 28-31.
- Гертнер И. Ф., Врублевский В. В., Тишин П. А. и др. Временные рубежи, источники магм и формационный статус палеозойских фельдшпатоидных интрузий Северо-Вос-

тока Кузнецкого Алатау // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 11. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013. С. 71-73.

- Есин С. В., Корчагин С. А., Есина О. А., Гертнер И. Ф. Нефелиновые рудоносные породы участков Университетский 1 и 2 (Кузнецкий Алатау) // Щелочные и субщелочные породы Кузнецкого Алатау: Сборник статей / Под ред. М. П. Кортусова. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1987. С. 74-82.
- Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С. П. Шокальский, Г. А. Бабин, А. Г. Владимиров и др. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. 187 с.
- Осипов П. В., Макаренко Н. А., Корчагин С. А. и др. Новый щелочно-габброидный рудоносный массив в Кузнецком Алатау // Геология и геофизика. – 1988. - № 11. – С. 79-82.
- Серов П. А., Екимова Н. А., Баянова Т. Б., Митрофанов Ф. П. Сульфидные минералы – новые геохронометры при Sm-Nd датировании рудогенеза расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий Балтийского щита // Литосфера. 2014. № 4. С. 11-21.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. – 590 с.
- Gertner I. F., Vrublevsky V. V., Voitenko D. N. et al. Plumerelated alkaline basic magmatism of the Kuznetsk Alanau: The Goryachegorsk complex // Magmatism and metallogeny of the Altai and adjacent large igneous provinces with an introducing essay on the Altaids. IAGOD Guidbook Series 16. London, UK: CERCAMS/NHM, 2007. P. 141-153.
- Gertner I. F., Vrublevskii V. V., Krasnova T. S. Early Mesozoic alkaline granitoid magmatism in Mongolia: evedence of plume activity in the Mongol-Transbaikal province // Large Igneous Provinces, Mantle Plumes and Metallogeny in the Erth's History (Abstract Volume). – Irkutsk: Publishing House of V. B. Sochava institute of

Geography SB RAS, 2015. P. 35-36.

- Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999, v. 1, 46 p.
- Vrublevskii V. V., Izokh A. E., Polyakov G. V. et al. V.I., 2009 / Early Paleozoic alkaline magmatism of the Altai Mountains: ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology data for the Edel'veis complex. Dokl. Earth Sci. 427 (5), 846-850.
- Vrublevskii V. V., Gertner I. F., Gutierrez-Alonso G. et al. Isotope (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr) geochronology of alkaline basic plutons of the Kuznetsk Alatau. Russian geology and Geophysics (Geologiya I Geofizika) 55. 2014. P. 1264-1277.
- VrublevskiiV. V., Grinev O. M., Izokh A. E., Travin A. V. Geochemistry, isotope triad (Nd-Sr-O), and ⁴⁰Ar-³⁹Ar age of Paleozoic alkaline mafic intrusions of the Kuznetsk Alatau (by the example of the Beloya Gora pluton) // Russian Geology and Geophysics. 2016. Vol. 57, № 3. P. 464-472.
- Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Eds. Saunders A.D.& Norry M.J. Geol. Soc. Special Publ. № 42. – 1989. – P. 313-345.
- York D. Least squares fitting of straight line // Can. J. Phys. V. 44. – 1966. – P. 1079-1086.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ БАЗАЛЬТОВ ВУЛКАНА МЕНЬШИЙ БРАТ (КАЛЬДЕРА МЕДВЕЖЬЯ, О. ИТУРУП)

Низаметдинов И.Р.^{1,2}, Кузьмин Д.В.^{1,2}, Смирнов С.З.¹, Тимина Т.Ю.¹, Шевко А.Я.¹, Гора М.П.¹

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск ² Новосибирский государственный университет

THE ORIGIN OF HIGH-MAGNESIUM MENSHIY BRAT VOLCANO BASALTS (MEDVEZHYA CALDERA, ITURUP ISLAND)

Nizametdinov I.R.^{1,2}, Kuzmin D.V.^{1,2}, Smirnov S.Z.¹, Timina T.Y.¹, Shevko A.Y.¹, Gora M.P.¹

¹ V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk ² Novosibirsk State University

Holocene Menshiy Brat volcano is a front-arc volcano, which is located inside the Medvezhya caldera at the Iturup Island of the Kurile island arc. This volcano is composed of isolated andesitic dome with seating over it two basaltic and basaltic andesite cinder cones and flows. This research is focused on the basic lava and tephra. The latter are composed of olivine-pyroxene-plagioclase basalts and basaltic andesites with elevated magnesium contents.

The Menshiy Brat volcano basalts contain abundant plagioclase, augite, hypersthene and olivine phenocrysts. Finely grained groundmass is composed of plagioclase and augite, hypersthene, olivine and residual felsic glass.

We studied primary melt inclusions in major phenocryst minerals. Compositions of the melt inclusions are determined by microprobe analysis and secondary ion mass spectrometry. Melt inclusions in olivine correspond to high-Mg basaltic melt. Heated melt inclusions in plagioclase and unheated in orthopyroxene correspond to dacitic and rhyolitic compositions. There are no intermediate compositions.

These data show that the best explanation for erupted basalt compositions is a contamination of primitive basaltic magma by selicious magma before the eruption. The basaltic magma prior to the mixing contained only magnesian olivine and Cr-rich spinel which were crystallized from the mantle meltat 1200-1300 °C. Siliceous magma is a result of dehydration melting of arc-crust metabasites. It is composed of the peritectic assemblage of plagioclase, augite and hypersthene, and a felsic melt. Crystallization of this assemblage occurred at 900 - 1110 °C.

Вулкан Меньший Брат находится на фронте Курило-Камчатской островной дуги и локализован в кальдере Медвежья – это сложная полигенная вулканическая структура размером 14х18 км и амплитудой обрушения порядка 600 м (Ермаков, Штейнберг, 1999), включающая и действующий вулкан Кудрявый. Меньший Брат, наряду с вулканами Медвежий, Средний и Кудрявый входят во внутрикальдерную группу вулканов. Геологическое строение кальдеры Медвежья приведено на рисунке (Рис. 1).

Вулкан Меньший Брат представляет собой субвулканическое тело андезит-дацитового состава (купол вулкана) высотой 560 м и шириной около 800 м (Чибисова и др., 2009). В вершину купола врезаны два кратера – северо-западный, именуемый Коротышка, и юго-восточный – Восток, из которых происходили выбросы шлаков основных пород и излияния лавовых потоков. Возраст этих пород не превышает нескольких сотен лет. Лавовые потоки, сложенные порфировыми базальтами и андезибазальтами, являются объектами данного исследования (Рис. 1).

Целью этого исследования было установить состав исходных расплавов, участвовавших в образовании магнезиальных базальтов вулкана Меньший Брат, а также определить условия их образования.

Петрография, минералогия и геохимия базальтов вулкана Меньший Брат

Основные породы обоих кратеров представляют собой темно-серые порфировые базальты и андезибазальты, с массивной, реже пористой текстурой.

Базальты вулкана Маньший Брат содержат большое ко-

личество порфировых и гломеропорфировых вкрапленников, которые погружены в микролитовый матрикс. Фенокристы занимают от 20 до 35% объема породы. Минеральный состав вкрапленников: плагиоклаз (35-40%), клинопироксен (20-30%), ортопироксен (20-30%), оливин (10-15%). Гломеропорфировые вкрапленники представлены сростками плагиоклаза, клинопироксена и ортопироксена. Оливин образует самостоятельные вкрапленники и не образует сростков с другими минералами. В составе основной массы породы присутствуют микролейсты плагиоклаза, клинопироксен, оливин, магнетит, а также кислое интерстициальное стекло.

Эти породы по содержанию петрогенных элементов располагаются вдоль единого линейного тренда от базальтов к андезибазальтам на TAS-диаграмме (Рис. 2). По мере увеличения содержания кремния в базальтах уменьшается содержание магния и кальция, но растет содержание калия.

В распределении редких элементов, нормированных на примитивную мантию (McDonough, Sun, 1995), как показано на мультиэлементной диаграмме (Рис. 4), происходит значительное обогащение крупноионнымилитофильными элементами (Rb, Ba, K) и Sr относительно РЗЭ и высокозарядных элементов (Nb, Ta, Ti). Распределение редкоземельных элементов характеризуется плоскими спектрами на диагрмме.

Включения минералообразующих сред.

Во всех минералах вкрапленниках изученных базальтов встречены многочисленные первичные расплавные включения.

<u>Расплавные включения в оливине</u> встречаются в виде одиночных включений, реже - азональных групп. Обычно они имеют округлую, вытянутую форму. Размер включений варьирует в пределах от 5 до 100 мкм, при этом средний размер не превышает 30 мкм. Подавляющее большинство расплавных включений в оливине представлены многофазными включениями, содержащими стекло, кристаллические фазы и газовый пузырек. Гораздо реже встречаются двухфазные расплавные включения, имеющие только стекло и газовый пузырек. По содержанию главных петрогенных элементов расплавные включения в оливине соответствуют по составу базальту (Рис. 3). Они являются более основными по сравнению с валовым составом породы (46-48 мас % SiO₂). Эти включения характеризуются высокими содержаниями Na₂O, MgO и Al₂O₃ и более низкими – K₂O, CaO и FeO в сравнении с составом пород.



Рис. 1. Расположение и схема геологического строения кальдеры Медвежья (Рыбин и др., 2000); 1-субвулканические тела кислого состава, 2-фундамент кальдеры Медвежья, 3-вулкан Коротышка (андезибазальты), 4-вулкан Меньший Брат (шлаки, лавы среднего и основного состава), 5-фрагмент синкальдерного кратера (игнимбриты), 6-нерасчлененный эффузивно-экструзивный комплекс: лавы и туфы основного состава, 7-вулкан Медвежий (лавы среднего и основного состава), 8-вулкан Средний (лавы среднего состава), 8-вулкан Средний (лавы среднего состава), 9-вулкан Сиреневый, 10-прибрежно-морские отложения, 11-поля распространения мелких экструзивных тел кислого состава, 12-сомма кальдеры Медвежья (лавы среднего и основного состава), 13-вулкан Кудрявый (лавы среднего состава), 14-основные разломы.



Рис. 2. Фрагмент TAS диаграммы для базальтов вулкана Меньший Брат.



Рис. 3. Составы пород и составы расплавных включений в оливине, плагиоклазе и пироксенах из базальтов вулкана Меньший Брат.



Рис. 4. Содержание редких и редкоземельных элементов в стеклах расплавных включений в ортопироксене и плагиоклазе в базальтах вулкана Меньший Брат.



Рис. 5. Диаграмма нормативных полевых шпатов. Значками показаны нормативные минеральные составы стекол расплавных включений в плагиоклазе и пироксене из базальтов вулкана Меньший Брат.

Первичные флюидные включения, сингенетичные расплавным включениям, были обнаружены в одном образце. Их размер составляет порядка 5 мкм. При комнатной температуре они содержат только газовую фазу и по данным рамановской спектроскопии содержат только углекислоту. Азот, метан и другие газы не обнаружены.

В связи с возможной потерей летучих компонентов включением, температурные эксперименты проводились с частичной гомогенизацией. За температуру частичной гомогенизации принималась температура плавления последней кристаллической фазы внутри включения, что составило 1250-1300 °C. Эта температура не может достоверно являться температурой захвата включения. Поэтому температура кристаллизации вкрапленников оливина рассчитывалась по модели равновесия оливин - расплав с помощью программы Petrolog III (Danyushevsky, Plechov, 2011) использованием модели (Fordet. al., 1983). Расчетные температуры равновесия составили 1210-1300 С.

Расплавные включения в плагиоклазе расположены как в виде зональных, так и азональных групп. Размер включений в среднем составляет 5 - 60 мкм, достигая иногда 100 мкм. Форма включений разнообразна. В плане они имеют изометричную округлую форму, крупные включения – прямоугольную и овальную. Большинство расплавных включений в плагиоклазе содержат только природно-закаленное стекло и газовый пузырек.

Расплавные включения в пироксенах расположены в виде зональных и азональных групп. Размер включений варьирует в пределах 5 - 40 мкм. Они в целом имеют округлую и овальную форму, реже имеют форму негативной огранки минерала хозяина.

Расплавные включения в клино- и орто- пироксенах содержат стекло, газовый пузырек и иногда кристаллические фазы. В качестве кристаллических фаз присутствуют магнетит и плагиоклаз (An80). Обнаруженные в расплавных включениях в ортопироксене, плагиоклаз и магнетит имеют все признаки гетерогенного захвата. Для определения химического состава расплава были использованы только нормальные природно-закаленные стекловатые включения.

Состав стекол расплавных включений в плагиоклазе и ортопироксене соответствует дацит-риолиту (Рис. 3). Эти включения гораздо более кислые чем валовые составы пород. Они характеризуются более высокими содержаниями K₂O и Na₂O, и более низкими – MgO, Al₂O₃, CaO и FeO в сравнении с составом пород. Для включений кислого состава, как показано на диаграммах, характерен широкий разброс содержаний по всем петрогенным элементам.

Распределение редких элементов в стеклах расплавных включений в плагиоклазе и пироксене на мультиэлементной диаграмме очень похоже на таковое в породах, но абсолютные концентрации почти по всем элементам выше, особенно концентрации крупноионных литофильных элементов (Рис. 4).

Температура гомогенизации расплавных включений в плагиоклазе составляет 1190 – 1230 С.Для проверки измеренных температур, производился расчет равновесной температуры кристаллизации плагиоклаза по модели (Ariskin et al., 1993). Расчетные температуры равновесия плагиоклаз-расплав составляют 1060 - 1110 С.

Для определения температуры кристаллизации вкрапленников пироксеновбыл использован графический термометр (Lindsley, 1983). Температуры кристаллизации вкрапленников пироксенов составляют 850-1050 С.

Образование базальтов вулкана Меньший Брат

На бинарных диаграммах Харкера выделяется два контрастных поля составов стекол расплавных включений. Состав расплавных включений в оливине соответствует базальтам, а в ортопироксене и плагиоклазе включения имеют дацит-риолитовый состав. Такое сильное различие составов включений друг от друга и, особенно, в сравнении с валовым составом пород не может быть объяснено кристаллизационной дифференциацией базальтового расплава. Другим, наиболее вероятным, механизмом образования базальтов является смешение двух контрастных по составу магм: основной и дацит-риолитовой. Основная магма представлена базитовым расплавом, содержащим вкрапленники оливина с многочисленными включениями хромистой шпинели. В свою очередь, дацит-риолитовая магма представлена кислым расплавом с вкрапленниками плагиоклаза, феррогиперстена и авгита.

Ликвидусной ассоциацией основной магмы является парагенезис оливина и хромистой шпинели. Состав оливина указывает на то, что он кристаллизовался до начала кристаллизации других минералов-вкрапленников (Кузьмин и др., 2016; Nizametdinov, 2016). Рост содержания кальция в оливине с падением магнезиальности от центра к краю подтверждает, что оливин кристаллизовался до начала кристаллизации из базитового расплава плагиоклаза и авгита.

Составы шпинелей в оливине образуют на дискриминационной диаграмме шпинелей различных геодинамических обстановок (Kamenetsky et al., 2001) компактное поле в области, характеризующей надсубдукционную мантийную обстановку.

На основании состава сосуществующих оливина и шпинели, рассчитана фугитивность кислорода базитового расплава (Ballhaus et al., 1990). Она соответствует буферу NNO+0,6.

Таким образом, основываясь на полученных результатах, основная магма, участвующая в образовании базальтов вулкана Меньший Брат – это результат совместной кристаллизации оливина и шпинели из расплава, равновесного с надсубдукционными мантийными перидотитами. Кристаллизация данного парагенезиса происходила в интервале температур 1200-1300 С.

Включения дацит-риолитового состава были обнаружены только во вкрапленниках феррогиперстена и плагиоклаза. Состав расплавных включений в авгите не был определен, но этот минерал во всех образцах образует сростки с ортопироксеном и плагиоклазом, а также встречен в виде кристаллических включений в плагиоклазе, что указывает на совместную кристаллизацию этих трех минералов.

Состав расплавных включений во вкрапленниках пироксенов и плагиоклаза входит в противоречие с составом минерала-хозяина на основании традиционных представлений о кристаллизации минералов из расплава при его охлаждении. При содержании MgO в расплаве менее 2 мас % не возможна кристаллизация ортопироксена с содержанием энстатитовой молекулы 56-60 мол. % в значимых количествах. То же касается высококальциевого плагиоклаза и авгита, в большом количестве обнаруженные во вкрапленниках исследуемых пород.

С целью определения происхождения кислой магмы был рассчитан нормативный минеральный состав дацит-риолитовых включений, точки составов вынесены на диаграмму нормативных полевых шпатов (Рис. 5). Фигуративные точки нормативных минеральных составов располагаются в основном в поле тоналитов с небольшим разбросом в поля гранодиоритов и трондьемитов, что по химическому составу соответствует плагиориолитам.

Экспериментальные данные по плавлению метабазитовых субстратов (Beard, Lofgren, 1991), показывают что при дегидратационном плавлении метабазитов в интервале температур 900-1000 С и давлений 3-7 кбар образуется кислый расплав и ассоциация минералов, представленная плагиоклазом и высокомагнезиальными пироксенами. Также было показано, что состав плавящегося метабазитового протолита практически не влияет на состав новообразованных минералов и на их процентное соотношение. Соотношение минералов в этих экспериментах составляет в целом 60+30+20 плагиоклаза, клинопироксена и ортопироксена соответственно. При давлении в 7 кбар степень плавления достигала 16 %, состав полученного расплава соответствовал плагиориолиту (Beard, Lofgren., 1991; Turkina, 2000).

На основании расчетов равновесных температур, с использованием экспериментальных данных (Beard, Lofgren, 1991), дацит-риолитовая магма образована при дегидратационном плавлении метабазитов островодужной коры в интервале давлений 3-7 кбар. Она представлена плагиогранитным расплавом и перитектическим парагенезисом основного плагиоклаза, клинопироксена и ортопироксена. Образование этого парагенезиса происходило в интервале температур 900-1110 С. Источником тепла, под действием которого происходило плавление коровых пород, могла являться базальтовая магма, температура которой перед смешением была не ниже 1200 С.

Работа выполнена в рамках проектов 0330-2016-0005 и 0330-2016-0001 госзадания ИГМ СО РАН и при поддержке гранта РФФИ 16-05-00894. Аналитические исследования выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Список литературы

- Кузьмин Д.В., Низаметдинов И.Р., Смирнов С.З., Тимина Т., Шевко А.Я., Рыбин А.В. Происхождение и эволюция основных магм вулкана Меньший Брат (кальдера Медвежья, о. Итуруп) // Материалы XVII Всероссийской конференции по термобарогеохимии, посвященной 80-летию со дня рождения д-ра геол.-минерал. наук Феликса Григорьевича Рейфа (1936–2008). Тезисы докладов. 2016. С. 84-86.
- Ермаков В.А., Штейнберг Г.С. Вулкан кудрявый и эволюция кальдеры медвежья (о. Итуруп, Курильские острова) // Вулканология и сейсмология, 1999, №3, с. 19-40.
- 3. Туркина О.М. Модельные геохимические типы тона-

лит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия, 2000, №7. с. 704-717.

- Чибисова М.В., Рыбин А.В., Мартынов Ю.А., Округин В.М. Химический состав и минералогия базальтов вулкана Меньший брат (о. Итуруп, Курильские острова) // Вестник краунц. науки о Земле. 2009, №1, Выпуск №13, с. 178-186.
- Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Neilsen R.L. Comagmat: a fortran program to model magma differentiation processes // Computers & Geosciences. 1993, Vol. 19, №8, p. 1155-1170.
- Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H., 1991, High pressure experimental calibration of the olivine orthopyroxenespinel oxygen geobarometer: Implications for the oxidation state of the upper mantle: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 107, p. 27–40
- Beard J.S., Lofgren G.E. Dehydration melting and watersaturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6 9 kb. // Journal of petrology, 1991, Vol. 32, part 5, p. 365-401.
- Danyushevsky L.V., Plechov P.Y., Petrolog3: integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry. Geophysics. Geosystems, 2011, Vol. 12, №7, p.1525-2027.
- Ford C.E., Russel D.G., Craven J.A., Fisk M.R. Olivineliquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn // Journal of petrology, 1983, Vol. 24, №3, p. 256-265.
- Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // Journal of petrology, 2001, Vol. 42, №4, p.655-671.
- 11. Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // American mineralogist, 1983, Vol. 68, p. 477-493.
- 12. McDonough W.F., Sun S.S. Composition of the Earth // Chemical Geology, 1995, №120, p. 223-253.
- Nizametdinov I.R. Composition of olivine as the primary source of information about the origin of basalts of volcano Menshiy Brat, Iturup Island, Southern Kurile Islands // Moscow International School of Earth Sciences - 2016. Abstracts of International conference, 2016, p. 91-93.

УДК 550.4+552 НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ, ПЕТРОХИМИИ И ГЕОХИМИИ ПОРОД НИЖНЕТАРЛАШКЫНСКОГО УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

Ойдуп Ч.К.¹, Леснов Ф.П²., Дружкова Е.К.¹

*Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, 667007, г. Кызыл, ул. Интернациональная, 117a, oydup_ch@mail.ru **Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр. акад. Коптюга, 3, lesnovfp@list.ru

На территории Тувы мафит-ультрамафитовые массивы расположены, как в составе линейных поясов, трассирующих глубинные разломы, так и виде «неупорядоченных» ареалов, что обусловлено более поздними складчато-блоковыми дислокациями, которым подверглись некоторые из таких поясов. Иногда фрагменты мафит-ультрамафитовых тел присутствуют в гранитоидных интрузивах в виде ксеногенных блоков различного размера. Ареальное расположение ультрамафитовых массивов наблюдается, в частности, на востоке Тувы в пределах Хамсарынской структурно-формационной зоны, а также в структурах Тувинно-Монгольского срединного массива. В этой связи продолжается изучения геохимических особенностей породных разностей таких ультрамафитовых массивов для получения убедительных выводов о формационной принадлежности их. Ультрамафитовые массивы Тувы в плане геохимической характеристики имеют разрозненные единичные данные, что требует целенаправленной работы в этом направлении. В данной работе впервые обобщены полученные петро-геохимические характеристики дунитов Нижнетарлашкынского гипербазитового массива и единичного ксенолита пикрита среди них.

Ключевые слова: ультрамафиты, лерцолиты, пикриты, геохимия редких и редкоземельных элементов, дуниты , оливиниты, габброиды.

Ареальное расположение ультрамафитовых массивов случай нередкий, в частности, известны на востоке Тувы в пределах Хамсыринской структурно-формационной зоны, а также в структурах Тувинно-Монгольского срединного массива среди высокометаморфизованных отложений протерозоя. Одним из таких мафит-ультрамафитовых тел является расположенный в пределах Западного Сангилена Нижнетарлашкынский ультрамафитовый массив, некоторые новые данные по геологии, петрохимии и геохимии которого представлены ниже.

Нижнетарлашкынский ультрамафитовый массив обнажается на обоих бортах долины среднего течения р. Тарлашкын (50° 26' 58. 28"' с.ш.; 95° 9' 57.16" в.д.). В обрамлении массива обнажаются анталузит-силлиманитовые и кордиеритсодержащие кристаллические сланцы и гнейсы мугурской свиты (протерозой). На правобережье реки этот ультрамафитовый массив контактирует с Правотарлашкынским габброидным комплексом, а на северо-востоке и востоке - с Башкымугурским гранитоидным массивом. Среди ультрамафитов присутствует множество небольших блоков мраморов и мраморизованных известняков (моренская свита), а также тел лейкогранитов.

Нижнетарлашкынский массив сложен, главным образом, дунитами, в которых зерна и агрегаты зерен оливина обычно находятся в тальк-карбонат-серпентиновой матрице. Дуниты имеют следующий количественно-минеральный состав (%): оливин (55-85), серпентин, представленный хризотилом (15-40), карбонат (<1), тальк (<1), хромшпинель (до 5), магнетит (1). В составе небольших линзообразных обособлений содержание оливина составляет около 90%. Зерна оливина обычно имеют вытянутую по одной оси форму. Помимо дунитов в массиве присутствуют серпентиниты, которые слагают узкую субмеридионально ориентированную полосу на левобережной части (южной) части массива. Они имеют следующий состав (%): серпентин - 60%, реликты оливина – до 35%, глинистый минерал по оливину - 5%, хромшпинель (2), карбонат (1), тальк и тремолит (единичные выделения).

По результатам 9 анализов, выполненных методом РФА, дуниты из описываемого массива имеют следующий сред-

ний химический состав (мас. %): SiO₂ (37,18), TiO₂ (0,05), Al₂O₃ (1,12), FeOoбщ (10,10), MnO (0,15), MgO (40,08), CaO (0,36), Na₂O (0,10), K₂O (0,02), P₂O₅ (0,01), BaO (0,01), SO₃ (0,07), V₂O₅ (0,01), Cr₂O₃ (3,01), NiO (0,25), Ппп (6,14) Сумма (99,66). Дуниты характеризуются достаточно стабильными соотношениями между содержаниями большинства компонентов, особенно между MgO и FeOoбщ. Из диаграммы в координатах 100*FeOoбщ/(FeOoбщ+MgO) - CaO/Al₂O₃ (рис. 1) следует, что дуниты сравнимы с пиролитом по значениям первого из названных параметров (железистость), но в большинстве случаев отличаются от пиролита более низкими значениями второго из названных параметров.

Суммарные содержания РЗЭ в дунитах из Нижнетарлашкинского массива варьируют в интервале 0,27-1,60 г/т, что намного больше, чем среднее суммарное содержание этих примесей в дунитах из массива Семайл (Оман) (табл. 1, рис. 2). Спектры всех исследованных образцов дунитов из Нижнетарлашкынского массива имеют отрицательный наклон и значения параметров (La/Yb)n > 1, что отражает их обогащенность легкими элементами. Значения параметра (Eu/ Eu*)n для всех этих образцах дунитов < 1, что указывает на их истощенность европием (рис. 2).

Вполне вероятно, что аномально высокие содержания легких РЗЭ в исследованных дунитах, не свойственные реститогенным ультрамафитам, причинно связаны с присутствием в них неструктурной примеси этих элементов, привнесенных эпигенетическими флюидами и сосредоточенной в межзерновых и внутризерновых микротрещинах пород. Пониженные значения Rb, Ba, K, Nb, La, Ce, Pb и соотношений: Nb/ Ta, Zr/Hf, U/Th, Ce/Yb от примитивной мантии показывает на принадлежность дунитов (оливинитов) данного массива к истощенной мантии.

Кроме того, следует отметить то, что среди дунитов исследованного массива в точке (50° 26' 58.40" с.ш.; 95° 10' 4.02" в.д.) нами обнаружено небольшой фрагмент породы затертый среди дунитовой массы, которая определена нами, как пикрит. Ксенолиты шпинелевых лерцолитов находили в этом районе в составе камтонитовых даек агардагского комплекса в пределах соседнего Правотарлышкынского габброидного, среди гранитоидов Башкымугурского массивов и вмещающих анталузит-силлиманитовых, кордиеритсодержащих сланцев, гнейцов мугурской свиты (Гибшер, 2009). А вот среди дунитов подобные образования найдены впервые. Эта макроскопически черная мелкозернистая порода обладает массивной текстурой и пойкилитовой структурой и имеет следующий количественно-минеральный состав (%): клинопироксен (35), оливин (30%), серпентин (20), зеленая шпинель (10-15), рудный минерал (1), , карбонат (<1). В ойкокристаллах клинопироксена, имеющих размеры 0.7-1,5 мм, присутствуют включения оливина и зеленой шпинели, размер которых составляет 0,01-0,1 мм. На отдельных участках образца мелкозернистая структура породы сменяется крупнозернистой светлой породой с таким же минеральным составом, но содержащей единичные выделения зеленой шпинели. При сравнении с химическим составом пикритов, приведенным в Горной энциклопедии (Интернет) было установлено, что пикриты из Нижнетарлашкынского массива близки к ним по содержанию TiO_2 , FeO, MgO, CaO, Na₂O и K_2O , но беднее SiO_2 и Al_2O_3 (табл. 2). При этом пикриты отличаются от окружающих их дунитов более высокими значениями параметра 100*FeOoбщ/(FeOoбщ+MgO), но значительно более низкими по сравнению с базальтами N-MORB. Графики нормированных на базальты N-MORB петрохимических параметров изученных пикритов представляют собой отрицательно наклоненные линии, осложненные положительными и отрицательными аномалиями умеренной интенсивности (рис. 3).

Таблица 1

				Н	омера обра	ІЗЦОВ				Массив
Элементы	14-1	14-2	14-4	14-6	14-7	14-8	14-9	14-10	14-11	Семайл
La	0,017	0,020	0,013	0,011	0,023	0,027	< 0.01	0,012	0,017	0,003
Ce	0,041	0,047	0,031	0,024	0,050	0,053	0,012	0,029	0,046	0,006
Pr	< 0.01	< 0.01	0,022	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0,002
Nd	0,026	0,037	0,031	0,011	0,053	0,036	< 0.01	0,020	0,022	0,006
Sm	0,006	< 0.005	0,007	< 0.005	0,013	0,009	< 0.005	< 0.005	< 0.005	0,004
Eu	0,003	0,003	0,005	< 0.003	0,005	0,004	< 0.003	0,003	0,004	0,001
Gd	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0,021	0,015	0,016	< 0.01	< 0.01	0,005
Tb	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	0,001
Dy	0,007	0,006	0,009	0,006	0,012	0,009	< 0.005	< 0.005	0,006	0,010
Но	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	0,003
Er	0,011	0,028	0,042	0,005	0,028	0,008	0,007	0,007	0,012	0,013
Tm	0,007	0,013	0,002	0,003	0,009	0,002	< 0.002	0,002	0,008	0,003
Yb	0,006	0,006	0,009	0,005	0,012	0,009	0,004	0,003	0,003	0,026
Lu	< 0.002	< 0.002	0,002	< 0.002	0,002	< 0.002	0,003	< 0.002	< 0.002	0,006
Сумма	0,156	0,342	0,193	0,105	0,248	0,194	0,231	0,118	0,208	0,08
(La/Yb)n	1,0674	1,3289	0,7650	0,2788	0,7267	0,8776	0,8041	0,2297	0,2297	0,10
(Eu/Eu*)n	< 0.1	<0.1	0,12	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0,15	Н.д.
Rb	< 0.1	<0.1	0,12	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0,15	
Sr	0,74	0,64	0,72	0,32	1,98	0,79	0,45	0,58	0,51	
Y	<0.1	<0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	<0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	
Zr	1,63	1,15	0,82	0,76	1,17	0,59	1,01	0,60	0,75	
Nb	< 0.05	0,065	< 0.05	< 0.05	0,069	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	
Cs	0,007	0,005	0,007	0,005	0,010	0,011	0,010	0,010	0,005	
Ba	0,58	0,53	0,56	0,46	0,62	0,95	0,45	0,67	0,39	
Hf	0,013	0,010	0,006	< 0.005	0,011	< 0.005	< 0.005	< 0.005	0,005	
Та	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	0,002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	
Th	0,014	0,016	0,002	0,004	0,013	0,006	0,002	0,002	0,005	
U	0,005	0,010	0,002	0,003	0,004	0,025	0,006	0,017	0,005	

Геохимический состав дунитов Нижнетарлашкынского гипербазитового массива, г/т

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН методом ICP-MS с кислотным разложением в автоклаве системы MARS-5 (исполнитель И.В. Николаева). Для сравнения приведено среднее содержание РЗЭ (9 анализов) в дунитах из массива Семайл (Оман).

Таблица 2

		,	
Компоненты	Обр. 14-8	Обр. 14-1	Состав пикритов (литературные данные)
SiO ₂	34,25	35,53	39,0-43,5
TiO ₂	0,34	1,57	0,3-1,5
Al ₂ O ₃	11,57	11,36	3,5-8,5
$\operatorname{Fe}_2 \operatorname{O}_3$	11,58	15,53	3,0-6,5
FeO	Н.д.	Н.д.	3,5-13,5
MnO	0,16	0,22	0,1-0,3
MgO	30,51	28,29	20,0-32,0
CaO	5,16	5,05	2,5-7,5
Na ₂ O	0,15	0,21	0,2-0,5
K ₂ O	0,05	0,16	0,1-0,5
P ₂ O ₅	0,01	0,10	Н.д.
BaO	0,01	0,01	Н.д.
SO3	0,17	0,08	Н.д.
V ₂ O ₅	0,017	0,077	Н.д.
Cr ₂ O ₃	0,210	0,200	Н.д.
NiO	0,142	0,096	Н.д.
Ппп	6,13	1,66	Н.д.
Сумма	100,44	100,15	Н.д.

Химический состав пикритов из Нижнетарлакынского массива, мас. %

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН методом РФА.



Рис. 1. Диаграмма в координатах 100*FeOoбщ/(FeOoбщ+MgO) – CaO/Al₂O₃ для дунитов (1) и пикритов (2) из Нижнетарлашкынского массива.

Содержание редкоземельных элементов в пикритах из Нижнетарлашкынского массива, г/т

Элементы	Обр. 14-8	Обр. 14-1
La	0,42	1,63
Ce	0,89	4,50
Pr	0,14	0,74
Nd	0,90	5,00
Sm	0,34	1,96
Eu	0,18	0,30
Gd	0,59	2,50
Tb	0,10	0,54
Dy	0,62	3,80
Но	0,13	0,91
Er	0,50	2,80
Tm	0,081	0,47
Yb	0,70	3,10
Lu	0,10	0,57
Сумма	5,69	28,82
(La/Yb)n	0,41	0,36
(Eu/Eu*)n	1,22	0,41

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН методом ICP-MS с кислотным разложением в автоклаве системы MARS-5 (исполнитель И.В. Николаева).



Рис. 2. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний редкоземельных элементов в дунитах из Нижнетарлашкынского массива (по данным табл. 1). Для сравнения приведен спектр для средних содержаний (6 анализов) для дунитов из массива Семайл (Оман).



Рис. 3. Графики нормированных на базальты N-MORB значений петрохимических параметров пикритов из Нижнетарлашкынского массива (по данным табл. 2).

Два проанализированных образца пикрита отличаются по суммарному содержанию РЗЭ, в обоих случаях достаточно высокому РЗЭ (табл. 3). Положительно наклоненные спектры распределения нормированных на хондрит содержаний РЗЭ в этих образцах пикрита имеют похожую конфигурацию, но из-за различий в уровне их накопления отличаются по положению на диаграмме, а также характеру аномалий Eu (рис. 4). С учетом полученных данных можно предположить, что исследованные пикриты слагают одну из тектонически дезинтегрированных даек, секущих дуниты Нижнетарлашкынского массива.

В пределах Западного Сангилена Немцовичем был выделен агардагский дайковый комплекс, представленный лампрофирами и эссексит-диабазами [Немцович, 1976]. Далее эти дайки изучались Роговым, 1967; Блюманом, 1979 и т.д. и последнее Гибшер, 2009. Дайки прорывают разновозрастные метаморфические и магматические образования, причем частенько содержат глубинные ксенолиты. В этой связи учитывая геологическую позицию Нижнетарлашкынского гипербазитового массива можно предположить, что данный ксенолит тоже является веществом литосферной мантии.



Рис. 4. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний редкоземельных элементов в пикритах из Нижнетарлашкынского массива (по данным табл. 3).

Список литературы

- Блюман Б.А. Дайковые комплексы щелочных базальтов Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Доклады АН СССР. -1979. – Т.247. – №3. – С.672-674.
- Гибшер А.А. Состав и строение ордовикской литосферной мантии Западного Сангилена (Центрально-Азиатский складчатый пояс) по данны изучения мантийных ксенолитов из камптонитовых даек агардагскогот щелочнобазальтоидного комплекса: Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-минер. наук. – Новосибирск, 2009. – 16 с.
- Немцович В.М. Агардагский комплекс щелочных базальтоидов на Юго-Востоке Тувы // Докл. АН СССР. – 1 Рогов Н.В. Опыт структурно-тектонического расчленения интрузивных образований нагорья Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Доклады АН СССР. – 1967. – Т.176. – №2. – С.81-85.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЕЩЕСТВЕННОМ СОСТАВЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЛБЫ

Ойцева Т. А.¹, Дьячков Б. А.^{1,5}, Владимиров А. Г.^{2,3,4}, Кузьмина О. Н.¹, Агеева О. В.⁶

¹ Восточно-Казахстанский государственный технический университет им. Д. Серикбаева, г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан ² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия ³Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия ⁴Томский государственный университет, г. Томск, Россия ⁵Алтайский геолого-экологический институт, г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан ⁶ТОО «ГРК Топаз», г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан

NEW DATA ON THE SUBSTANTIAL COMPOSITION OF KALBA RARE METAL DEPOSITS

Oitseva T. A.¹, Dyachkov B. A.^{1,5}, Vladimirov A. G.^{2,3,4}, Kuzmina O. N.¹, Ageeva O. V.⁶

¹D. Serikbaev East Kazakhstan State Technical University, Ust-Kamenogorsk, Republic of Kazakhstan
²V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia
³Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia
⁴ Tomsk State University, Tomsk, Russia
⁵Altai Geological and Ecological Institute, Ust-Kamenogorsk, Republic of Kazakhstan
⁶ "GRK Topaz" LLP, Ust-Kamenogors, Republic of Kazakhstan

Geotectonic position, features of the geological structure and rare metal specialization of the Kalba-Narym granitoid belt formed in the Hercynian cycle in the post-collision (orogenic) geodynamic situation are considered. A geological-genetic model for the formation of the leading type of rare-metal pegmatite deposits (Ta, Nb, Be, Li, etc.) is presented. They are spatially and genetically related mainly to the granitoids of the 1st phase of the Kalba complex, P1 (Bakennoye, Jubilee, Belaya Gora, etc.). The rhythmically pulsating orientation of the process of pegmatite formation with the introduction of ore-bearing fluids (H2O, F, B, Cl, Ta, Nb, Be, etc.) is emphasized from the intracamera focus of a semi-closed magmatic system. The preferred location of ore pegmatite veins in granitoids of moderate basicity occupying an intermediate position in the petrochemical composition between normal granites and granodiorites geochemically specialized in Li, Rb, Cs, Sn, Nb, Ta. The leading ore-controlling role of the latitudinal deep faults of the ancient site in the distribution of rare-metal ore fields and deposits (Ognevsk-Bakennoye, Asubulak, Belogorsk, etc.) is determined. There is a zonal structure of pegmatite veins, a gradual development of mineral complexes from the graphic and oligoclase-microcline (non-ore) to microcline-albite and color albite-spodumene (ore). The mineralization of pegmatite veins is determined by the degree of intensity of the manifestation in them of metasomatic processes (microclinization, alibitization, greisenization, spodumenization, tourmalinization, etc.) and the identification of the main ore minerals (tantalite-columbite, cassiterite, spodumene and beryl). The diversity of the material composition of rare-metal pegmatites containing many unique minerals (cleavelandite, lepidolite, ambligonite, color tourmaline, spodumene, pollucite, etc.) is reflected, which brings them closer to the pegmatite deposits of foreign countries (Koktogai, Bernik Lake, etc.).

New results of the investigation of the material composition of ore-bearing granites, pegmatites and typomorphic minerals using electron microscopy reflecting the distribution of rare-earth, rare-metal, chalcophile and other elements in them are presented. Indicators of rare metal ore formation are rock-forming minerals of granites (quartz, microcline, biotite, muscovite), ore and associated minerals (cleavelandite, lepidolite, cassiterite, etc.). The most informative minerals include mica (muscovite, giltbertite, lepidolite), colored tourmalines and beryls of different composition and color. Identified typomorphic minerals and geochemical elements-indicators of rare metal pegmatite formation are considered as a leading search criterion in assessing the prospects of the territory of East Kazakhstan.

В настоящее время в Казахстане остро стоит проблема воссоздания собственной минерально-сырьевой базы редких металлов и, в первую очередь, тантала, ниобия, бериллия, лития, редких земель, которые широко используются в сфере высоких технологий. На территории Большого Алтая главной редкометаллоносной структурой является Калба-Нарымская тектоническая зона, в которой сосредоточены многие месторождения и рудопроявления редких металлов различных генетических типов [1,3]. Среди ник к ведущему геолого-промышленному типу относятся месторождения редкометалльных пегматитов, которые в прошлые годы разрабатывались Белогорским горно-обогатительным комбинатом, но сейчас законсервированы. Проводимые в последние годы научно-исследовательские работы показывают, что перспективы региона на редкие металлы еще не исчерпаны и здесь возможно выявление новых редкометалльных проявлений как на поверхности, так и скрытых на глубине и погребенных под чехлом рыхлых отложений. Актуальная задача заключается в возобновлении прогнозно-металлогенических и геологоразведочных работ на редкие металлы с целью оценки новых перспективных площадей и участков, а также более детального изучения известных рудоносных структур и объектов. Соответственно разработаны региональные и локальные прогнозно-поисковые критерии, среди которых важнейшими являются геолого-петрологические и минералого-геохимические факторы и предпосылки [3, 7].

Геологическое строение

По новым геотектоническим представлениям Калба-Нарымская зона, характеризуется как чужеродный блок ЗК (террейн), осколок континентальной плиты, дрейфовавший в Палеоазиатском океане и причленившийся к Большому Алтаю в стадию герцинской коллизии С1. В раннюю стадию герцинид (D₁-C₁) это был крупный прогиб, выполненный углеродисто-карбонатно-терригенными отложениями (D₂-С₁) (кыстав-курчумская, такырская, бурабайская и даланкарийская свиты). В среднюю коллизионную стадию (С₁-С₃) ограниченно проявились молассовая формация (таубинская свита С₂), гипабиссальные малые-интрузии и дайки габбро-диабазов (карабирюкский комплекс С_{2,3}) и гранодиорит-плагиогранитов (кунушский комплекс C₂₋₃). Поздняя постколлизионная (орогенная) стадия ознаменовалась вертикальными сводово-глыбовыми поднятиями и вспышкой интенсивного гранитоидного магматизма пермского времени с образованием крупного Калба-Нарымского гранитоидного пояса редкометалльной специализации (калбинский Р₁ и монастырский Р₂ комплексы). В завершающую стадию герцинского цикла локализовались северо-восточные пояса даек габбро-диабаз-гранитпорфировой формации (миролюбовский комплекс Р₂-Т₁) [1].

По геолого-геофизическим данным Калба-Нарымская зона характеризуется сиалическим типом разреза ЗК с увеличенной мощностью метагранитного слоя до 12 км и уменьшенной толщиной метабазальта до 14-18 км при мощности метадиоритового слоя 12-14 км. В геофизических полях характеризуется отрицательными магнитными аномалиями и региональным гравитационным минимумом, что объясняется погружением поверхности М (42-48 км) и К (18-26 км).

Калба-Нарымский гранитоидный пояс (КНП) представляет собой главную редкометалльную структуру Алтайской аккреционно-коллизионной системы и рассматривается в составе Большого Алтая [2,3]. Расположен между Западно-Калбинской и Иртышской тектоническими зонами и ограничен глубинными разломами - Калба-Нарымским (на северо-востоке) и Теректинским (на юго-западе). Рассматриваемая рудоносная структура линейно вытянута в северо-западном направлении более чем на 500 км при ширине 20-50 км. Структурно-металлогеническая модель КНП отражает связь рудно-магматических систем с глубинными зонами ЗК и верхней мантией и, следовательно, гранитный пояс сформировался в результате длительной глубинной эволюции вещества литосферы. Очаги магмообразования зарождались, судя по составу гранитных выплавок, в метагранитном слое или на границе его с метадиоритом. Зоны транзитных тепломассопотоков проникали из нижних частей ЗК и верхней мантии по системе глубинных разломсз [3]. Известны также данные В.Л. Хомичева о том, что граниты представляют собой продукты внутрикамерной дифференциации... исходной «базитовой магмы» (2010).

В размещении редкометалльных пегматитовых полей и месторождений подчеркивается рудоконтролирующая роль широтных глубинных разломов древнего заложения и длительной активации, особенно в узлах их пересечения с северо-западными, северо-восточными или меридиональными дизьюктивами (Гремячинско-Киинский, Асубулакский, Белогорский, Миролюбовский и др.). Так, Асубулакское рудное поле контролируется широтным разломом, вдоль которого прослеживается две рудоносные полосы субширотного простирания разделенные разломом: 1) Унгурская (северная), включающая рудные объекты Кармен-Куус, Аккезень, Унгурсай, Плачгора и 2) Краснокордонская (южная), объединяющая Юбилейное промышленное месторождение рудопроявления Красный Кордон, Скальное и Будо с шагом 1,5 км (рис.1).

Модель образования редкометалльных пегматитовых месторождений определяется их генетической связью с гранитами калбинского комплекса P₁ и пространственным размещением тел преимущественно в средне-крупнозернистых биотитовых гранитах I фазы и их экзоконтактах [3, 6]. Процессы пегматитообразования происходили, вероятно, в

открытой или полузамкнутой магматической системе при ритмично-пульсационном поступлении рудоносных дистиллятов (H₂0, F, B, O, Ta, Nb, Be и др.) из внутрикамерного очага гранитных массивов. Пульсационное поступление пегматитообразующих флюидов определило многоритмичную зональность пегматитовых жил, стадийное развитие минеральных, комплексов от графического и олигоклаз-микроклинового (безрудных) до микроклин-альбитового и сподуменсодержащих (цветных) с комплексными рудами (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn W).

Геолого-петрологические особенности

В эволюционном ряду гранитоиды калбинского комплекса относятся к нормальной ветви дифференциации и занимают промежуточное положение между гранодиоритами и гранитами (рис. 2).

Первая фаза характеризуется невыдержанным составом пород (от нормальных гранитов до контаминированных гранитов и гранодиоритов), составляя порядка 70% от объема калбинского комплекса. Представлена преимущественно средне-крупнозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами, содержащими (%): плагиоклаз (№18-37)-35-41, калишпат -15-20, кварц - 28-32, биотит до 5-10, акцессории - 0,5. Петрохимически относятся к нормальному ряду натриево - калиевой серии ((Na₂O:K₂O=0,78), низкоплюмазитовые (Ка=0.69), умеренной основности (г-0,34ккал) и весьма высокоглиноземистые. Аксцессорная специализация - гранат-ильменит-апатитовая, второстепенные минералы - циркон, монацит, сфен, турмалин и др.; минералы - индикаторы оруднения - апатит, турмалин, касситерит, сподумен.

Геохимически граниты обогащены Li, Rb, Cs, Sn, Nb, содержание Та в них изменяется от 1,2 до 4,8 г/т. Повышенное содержание редких элементов (Ta, Nb, Be, Li, Sn) установлено в породообразующих минералах-кварце, полевых шпатах, блотитах и особенно в мусковитах, а также в акцессориях-апатите, ильмените, цирконе и других минералах. Выявлена обогащенность гранитных расплавов минерализатарами - (экстракторами) редких элементов - B, F, C1. В целом геохимический тип гранитов - олово -танталовый (с литием и бериллием) [3].

По результатам масс-спектрометрии сумма редкоземельных элементов в гранитах I фазы составляет 80,74 г/т. Установлена обогащенность этих гранитов Nb, Sn и редкими щелочами, особенно Li (соотношение Cs:Rb:Li=1:1,6:10), (табл. 1).

Рассчитанные коэффициенты отражают относительно равномерное распределение Rb и Li и резкое повышение Rb/ Cs отношения в более поздних гранитоидах в связи с возрастанием их калиевой щелочности (рис. 3). Во всех типах гранитоидов отмечается повышенная оловоносность относительно Ta и W, а распределение ниобия и тантала неравномерное при близком их соотношении в гранитах I фазы (1:1).

Исследования показывают, что исходные гранитные расплавы по преобладающему содержанию редких земель легкой группы и обогащенности литофильными редкими элементами имели коровое происхождение. Этим они отличаются от гранитоидов Восточно-Саянской зоны мантийно-корового происхождения, обогащенных тяжелыми редкими землями [2]. В то же время нами установлено, что рудовмещающие граниты Калбы, кроме редких элементов, имеют повышенные содержания Zn, Pb, Cu и значимые величины As, Sb, Ag, Au, Pt, Bi и других элементов, отражающих смешанные источники рудного вещества, связанного, вероятно, с флюидпотоками из разноуровневых очагов магматизма. Это нашло отражение в образовании в пегматитах, кроме лепидолита, сподумена, танталит-колумбита, берилла и касситерита, сопутствующих минералов (пирит, галенит, арсенопирит, антимонит, золото и др.).



 1 - четвертичные отложения; 2 - сланцы такырской свиты; 3 - диориты, гранодиориты кунушского комплекса; 4 - средне-крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты I фазы, 5 - их контаминированные разности и 6 - мелко-среднезернистые мусковитизированные грниты II фазы калбинского комплекса; 7 - жильные аплитовидные граниты, 8 - аплит-пегматиты, 9 - олигоклаз-микроклиновые пегматиты безрудные, 10 - альбитизированные пегматиты слабо рудоносные, 11
- блоковые микроклиновые пегматиты, 12 - рудные пегматитовые жилы; 13 - месторождения блоковых колумбит-берилловых; 14-15 - месторождения редкометалльных пегматитов (14 - микроклин-альбитовые с петалитом и 15 - альбитовые с цветным минеральным комплексом, сподумен-альбитовые); 16 - кварцево-жильные оловянные; 17 - фрагменты широтного глубинного разлома; 18 - мелкие разрывные нарушения.



Рис.2 Диаграмма щелочности и кремнекислотности гранитоидов Калбы.

Интрузивные комплексы: 1 – карабирюкский габбро-диоритовый ($C_{2:3}$), 2 – кунушский гранодиорит- плагиогранитовый (C_3), 3 – калбинский гранитовый (P_4), 4 – монастырский лейкогранитовый (P_2), 5 – буранский монцонит-сиенит- щелочногранитовый (P_4). Типовые породы по Р. Дэли: А – аляскит, Г – гранит, ГД – гранодиорит, Д – гранодиорит, Гб – габбро, М – монцонит, С – сиенит, Т – Трахит, ШГ – щелочной гранит, Э – эссексит.



Рис.3 График распределения коэффициентов щелочных элементов гранитоидов Калбы и Жарма-Саура. I-VII – интрузивные комплексы: I – кунушский гранодиорит-плагиогранитовый, P₁; II – IV калбинский P₁(II – порфировидные биотитовые граниты первой фазы, III – биотитовые и IV – мусковитизированные граниты второй фазы); V – монастырский лейкогранитовый P₂; VI – керегетас-эспинский щелочно-гранитовый P₂; VII – миролюбовский дайковый P₂-T₁



Рис.4 Микровключения минералов в мусковитах пегматитовых месторождений

а — тонкодисперсные включения танталита и б — касситерита, месторождение Медведка; в - микровключения тетраэдрита и г — фторапатита, месторождение Бакенное. Аналитик А. В. Русакова



Рис. 5 Диаграмма распределения содержания редких элементов в слюдах (г/т)

Особенности минерального состава

Пегматиты подразделяются на три типа: 1) олигоклаз-микроклиновые (безрудные), 2) микроклиновые-блоковые с бериллом и колумбитом (слабо рудоносные) и 3) альбитовые с несколькими минеральными комплексами (рудные). В рудных жилах, с учетом работ А.И.Гинзбурга, Е.П.Пушко, О.Д.Гавриленко и наших данных, выделяются следующие минеральные ассоциации или комплексы: микроклиновый, альбит-микроклиновый, альбитовый, кварц-альбит-мусковитовый, сподумен-клевеландит-кварцевый, лечидолит-поллуцит-клевеландитовый (цветной).

Минеральный и химический состав руд отличаются большим разнообразием. Основными полезными компонентами являются Ta, Sn, Li, Rb, Cs. Главные жильные и рудные минералы - альбит, микроклин, кварц, мусковит, сподумен, берилл, танталит-колумбит, поллуцит и касситерит. Второстепенные минералы - апатит, турмалин, гранат, жильбертит, морион, онкозин, куккеит, эвкриптит, арсенопирит, пирит, кальцит, микролит, мангантанталит, монтебразит, амблигонит, петалит, молибденит и др. Редко встречающиеся минералы -сфен, эпидот, биотит, хлорит, графит, пироксен, роговая обманка, стрюверит, иксиолит, бертрандит, ампангабеит, циртолит, пирохлор, вольфрамит, шеелит, монацит, ильменит и др.

В изучение минералогического состава пегматитов Калбы большой вклад внесли А. И. Гинзбург, В. Д. Никитин, С.Г. Шавло, Н. А. Солодов, В. И. Кузнецов, Ю. А. Садовский, В. А. Филиппов и др. По вещественному составу и структурным особенностям пегматиты характеризуются большим разнообразием и содержат более 80 минералов. Основные породообразующие минералы (%): альбит, кварц, микроклин и мусковит; второстепенные - апатит, турмалин, жильбертит, флюорит, кальцит и др. На ряде рудных полей и месторождений проявлен уникальный комплекс минералов нескольких генераций (альбит, клевеландит, лепидолит, поллуцит, сподумен, петалит, амблигонит, полихромные турмалины, берилл, танталит-колумбит, касситерит и др.). Главные рудные минералы - танталит-колумбит, касситерит, сподумен и берилл [1,3].

Новые исследования вещественного состава пегматитов авторами проводились с использованием электронной микроскопии с целью изучения типоморфных минералов и геохимических элементов – индикаторов редкометалльного пегматитообразования. На ряде типовых месторождений (Бакенное, Юбилейное, Медведка, Точка и др.) производился отбор образцов и проб из вмещающих гранитов, метасоматических образований и пегматитовых жил. Аналитические исследования выполнялись в основном в лаборатории «IPГЕТАС» ВКГТУ на масс-спектрометре ICP-MS с индуктивно связанной плазмой, определяющим 73 элемента с высокой чувствительностью, а также на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390 LV. Для определения состава рудных минералов применялся рентгено-структурный спектрометр СРВ-1М. Изотопные исследования выполнялись в Институте геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск).

Минералогические поисковые критерии определяются степенью интенсивности метасоматических процессов в пегматитовых жилах (микроклинизация, альбитизация, грейзенизация и др.) и выявлением типоморфных минералов (микроклин, альбит, клевеландит, мусковит, лепидолит, турмалин, сподумен и др.). Проведенными исследованиями установлено, что ведущими минералами-индикаторами редкометалльного рудообразования являются слюды разного состава и окраски, характеризующиеся повышенными содержаниями Li, F и редких элементов. Так, для кварц-микроклин-альбититовых пегматитов Юбилейного месторождения типичны пластинчатые прозрачные мусковиты повышенной фтористости (F>1-1,5 %), обогащенные Ta, Nb, Be, Sn и редкими щелочами (табл. 2).

Чешуйчатые мусковиты зеленой окраски, с более высокими содержаниями Та (до 233 г/т) и Nb (до 380 г/т), характерны для кварц-альбит-мусковитового (грейзенового) комплекса. Для кварц-клевеландит-сподуменового (цветного) комплекса крупночешуйчатые лепидолиты, отражающие богатые комплексные руды (Ta, Nb, Li, Cs, Sn), обогащены Li (до 16240) и Rb (до 1718 г/т) (табл.3, рис.5). Скрытокристаллические разности мусковита (жильбертит) рудопроявления Кармен-Куус характеризуются аномальными значениями Cs (3328) при содержании Li (3835) и Rb (5210 г/т). На РЭМ-изображении в мусковитах зафиксированы микровключения танталита, касситерита, фторапатита и других минералов (рис. 4).

Таблица 1.

Содержание редких элементов в гранитах I фазы калбинского комплекса (г/т)

№ Пробы	Та	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W	Мо
0-21 (1)	1,49	34,40	3,94	294,50	166,6	18,92	10,35	0,80	0,83
0-21 (2)	1,75	14,84	2,29	289,60	150,1	21,98	11,91	0,46	0,43
0-21 (3)	1,20	11,63	1,66	256,00	145,1	19,24	20,55	0,63	0,75
0-21 (4)	0,89	12,74	3,31	107,50	164,4	40,87	18,74	0,66	0,53
0-21 (5)	0,95	12,76	1,91	295,00	158,2	18,16	11,53	1,04	1,30
Среднее значение	1,26	17,27	2,62	248,52	156,88	23,83	14,62	0,72	0,77

Таблица 2.

Содержание элементов в мусковитах из редкометалльных пегматитов Юбилейного месторождения (г/т)	
--	--

№ п/п	№ Пробы	Та	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W	Мо
1	5953-6	27,78	199	56	6545	4869	894	502,2	4,35	0,06
2	4953	28,47	267	70,64	3996	4787	513,2	567,6	4,44	0,13
3	4980-6	23,98	218,8	38,28	5465	4849	639,4	557,8	6,59	0,86
4	4987-г	31,44	330,2	33,24	2190	4016	261,5	574,7	8,91	0,84
5	4994-г	39	214,7	29,28	9478	5837	1023	491,2	4,51	0,62
6	2234-1	121,14	147,37	23,14	4564	4114	547,6	323,4	21,69	6,98
7	2235-3	63,47	156,81	20,73	3299	3226	448,6	348,2	15,62	8,53
8	4215-a	153,1	185,1	22,14	413,9	1144,9	218,8	230,6	18,34	6,58
9	2212-1	121,6	301,1	28,17	2844	3872	400	403,9	10,27	6,07
10	2212-3	1795	406,1	32,6	2408	4064	600	721,5	7,91	4,41
11	4973-г	67,39	692	35,89	1010	1555	99,75	216,44	25,92 :	7,8

Примечание. Результаты масс-спектрометрического анализа (ICP-MS). Аналитик С.Н. Полежаев

Содержание редких элементов в слюдах (г/т)

Таблица 3.

Таблица 4.

	Содержание редких элементов в слюдах (1/1)										
№ п/п	Месторожде- нием Участок	Характеристи- ка породы	Та	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W	Мо
1	Красный Кордон	Лепидолит	10.34	50.94	4.74	16240	1718	263.0	81.46	8.38	12.52
2	Кармен Куус	Жильбертит	18.52	24.1	6.4	3835	5210	3328	148.5	1.93	0.55
3	Юбилейное	Мусковит	224.76	283.47	35.46	3837.54	3848.54	513.26	448.87	11.69	3.90
	Средне	84.54	119.5	15.5	7970.8	3592.2	1368	226.3	7.33	5.66	
Прим	ечание. Коэффиц	иенты рассчитан	ы по резу.	льтатам ан	нализов IC	CP-MS (г/т	г). Аналит	тик С. Н. І	Толежаев.		

Содержание редких элементов в турмалинах (г/т)

Минералы Та Nb Be Li Rb CsSn W Mo Турмалин (полихромный) 37.2 97.1 2.66 2986 605.6 135400 19.26 1.86 1.73 Рубеллит (розовый) 43.7 128.9 5 226.2 14.9 16.1 61.57 1.26 2.48 7.6 22.6 2 135.4 6.7 22.1 4.87 0.82 1.93 Шерл (черный) Примечание. Результаты масс-спектрометрического анализа. Аналитик Полежаев С.

Таблица 5.

	Та	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W	Мо	Cr
1	1.73	3.79	35377	294.77	60.35	320.2	14.76	2.52	1.34	25.44
2	1232	8080	15380	108.2	28.11	57.77	25.43	6.79	0.28	122.20
3	169.2	109.4	15780	50.04	17.5	48.89	45.86	4.77	0.25	117.80
4	0.4	9.5	30210	42.66	7.7	35.09	3.19	10.32	2.30	636.40
5	54.69	27.2	10390	240.8	29.5	177.7	2.26	1.56	495.3	44.32
6	284	96.95	12060	6782	205.2	15220	2.31	1.9	33.63	68.78

Содержание редких элементов в бериллах (г/т)

Примечание: 1 – берилл зеленовато-серый из блоковых микроклиновых пегматитов Калбы, 2 – аквамарин из грейзенов Дельбегетейского массива, 3 – аквамарин из кварцевой жилы Дельбегетейского массива, 4 – изумруд, 5 - берилл голубой, рудное поле Коктогай, 6 – берилл белый, рудное поле Коктогай (Китай).

К информативным минералам относятся также турмалины разного состава и окраски, среди которых шерлы с низкими значениями редких элементов отражают пегматиты простого состава, а полихромные турмалины с аномальными содержаниями редких щелочей указывают на рудные минеральные комплексы (табл. 4).

Для сопоставления приводятся существенные различия составов берилов из разных месторождений (табл. 5). Бериллы из блоковых микроклиновых пегматитов бедны содержаниями Та и Nb. Аквамарины Дельбегетейского массива обогащены Та и Nb, в них больше Sn при невысоком содержании редких щелочей. Изумруды характеризуются невысокими содержаниями редких элементов и аномальной величиной Cr (636,4 г/т). Для голубого берилла повышены содержания Та, Nb, Mo, а белый берилл с аномальными значениями Li, Cs, Ta, Nb отражает редкометалльные пегматиты месторождения Коктогай (Китай).

Выводы. Определены основные закономерности размещения редкометаллоносных гранитоидных поясов, сформированных в постколлизионной (орогенной) геодинамической обстановке (Р₁-Т₁), в тектонических структурах с сиалическим типом разреза земной коры. В Калба-Нарымском поясе ведущие месторождения редкометалльных пегматитов генетически связаны с гранитами I фазы калбинского комплекса (Р₁). Подчеркивается рудоконтролирующая роль широтных глубинных разломов в размещении пегматитовых рудных полей и месторождений. Геолого-генетическая модель пегматитообразования отражает стадийное развитие минеральных комплексов от графического и олигоклаз-микроклинового (безрудных) до сподуменсодержащих (цветных) с богатыми комплексными рудами (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn). Минералогические факторы оценки редкометалльных пегматитов определяются степенью интенсивности проявления в них метасоматических процессов (микроклинизация, альбитизация, грейзенизация, сподуменизация, окварцевание), индикаторами которых могут быть типоморфные минералы (клевеландит, мусковит, лепидолит, сподумен, цветные турмалины, поллуцит и др.), аналогичные для промышленных пегматитовых месторождений зарубежных стран (Коктогай, Берник-Лейк, Кинг-Маунтин и др.) [4, 5, 8, 9].

Ведущее значение в рудообразовании придается процессу альбитизации, являющимся инициатором всех последующих метасоматических преобразований пегматитовых жил. С альбитизацией также связано образование редкоземельного оруденения в щелочных гранитах месторождения Верхнее Эспе и редкометалльной минерализации в альбититах на Васильковском золоторудном месторождении. Процессы альбитизации широко проявлены и на других редкометалльных объектах (Карасу, Алаха, Ново-Ахмировское и др.) [7]. Выявление в рудах микро- и тонкодисперсных включений редких и редкоземельных минералов и геохимических элементов (Au, Ag, Pt, Ir, U) имеет научное значение, эти результаты рекомендуется учитывать в практике геологоразведочных работ.

Статья подготовлена при финансовой поддержке АО «НАТР» РК (по гранту №403).

Список литературы

- Большой Алтай (геология и металлогения). Кн.1, 2. Алматы. Былым, 1998.-304с., РИО ВАК РК, 2000.-400с.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Ханчук А.И., Косарев А.М., Дьячков Б.А., Гаськов И.В., Куйбида М.Л., Хромых С.В., Анникова И.Ю., Котлер П.Д., Кузьмина О.Н., Ойцева Т.А. Средне-позднепалеозойский магматизм и оруденение Алтайской аккреционно-коллизионной системы как отражение плейт- и плюмтектоники// Геология и геофизика, 2016, в печати.
- Дьячков Б. А. Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса // Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2012. – 129 с.
- Загорский В.Е., Владимиров А.Г., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Дьячков Б.А., Анникова И.Ю., Шокальский С.П., Уваров А.Н., Гаврюшкина О.А. Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизионных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы // Геология и геофизика, 2014, № 2, с. 237-251.
- Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М. и др. Редкометалльные пегматиты // Новосибирск: Наука. Сиб. Предприятие РАН, 1997.- (Гранитные пегматиты; Т.2). - 285 с.

- Котлер П.Д., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Навозов О.В., Травин А.В., Крук Н.Н., Мурзинцев Н.Г. Новые данные о возрасте и геодинамическая интерпретация гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // ДАН, 2015, том 462, № 5. С. 1–6.
- Dyachkov B.A., Mataibayeva I.E., Zimanovskaya N.A., Kuzmina O.N., Rusakova A.V. Efficient use of resources and environmental protection - key issues of mining and

metallurgical complex development // Materials of IX International conference, Part 3. Ust-Kamenogorsk, pp. 42-49.

- Morgan G.B., London D. Alteration of amfibolitic wallrocks around the Tanco rare-element pegmatite, Bernic Lake, Manitova // Amer. Mineral.-1987. vol. 2. H. 1097-1121.
- Zou Tianren Cao Huizhi, Wu Boging. Pegmatites of Altai province Xinjiang// Acta Geol. Sinica.-1989. Vo. 2. № 1. -P.45.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВЫХ СИЛЛОВ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ДОВЫРЕНСКОГО НИКЕЛЕНОСНОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)

Орсоев Д.А.¹, Мехоношин А.С.², Бадмацыренова Р.А.¹

¹Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, magma@gin.bscnet.ru ²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, mekhonos@igc.irk.ru

Приведены результаты геологического, минералогического, петро- и геохимического исследования габбро-перидотитовых силлов (возраст 733 млн лет) верхнерифейского довыренского интрузивного комплекса. Мощные силлы дифференцированы от плагиолерцолитов до оливиновых габброноритов в результате фракционной кристаллизации родоначального расплава, отвечающего высокомагнезиальному, низкощелочному, низкотитанистому пикробазальту калиево-натриевой серии. В момент поступления в камеру он уже содержал до 10 % интрателлурических кристаллов оливина. Показано, что формирование габбро-перидотитовых силлов связано с процессами внутриплитного магматизма. Родоначальный высокомагнезиальный расплав свидетельствует о достаточно высоком тепловом потоке, вероятно, обусловленный существованием в этот период мантийного плюма, ареал развития которого связывается с крупной Франклинской изверженной провинцией.

Габбро-перидотитовые силлы, дифференциация, внутриплитные рифты, мантийный плюм.

Введение

Неопротерозойский довыренский интрузивный комплекс, имеющий возраст 728±7 млн лет (Арискин и др., 2013), располагается в Северном Прибайкалье и объединяет собственно Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габброноритовый массив, сопутствующие силлы плагиоперидотитов и дайки габброноритового и габбродиабазового состава (Гурулев, 1965; Мануйлова, Зарубин, 1981; Конников, 1986). Довыренский комплекс давно стал своеобразным природным полигоном, на котором многие исследователи решали и решают разнообразные петрологические и рудогенетические задачи. Однако, несмотря на длительный период исследований и успехи в решение многих генетических проблем, некоторые вопросы формирования интрузивного комплекса, по-прежнему, остаются открытыми и неоднозначными. Так, если непосредственно Йоко-Довыренскому массиву посвящено огромное количество публикаций, то по силлам плагиоперидотитов имеются лишь отрывочные сведения, касающиеся описания петрографического состава и небольшой петрохимической характеристики пород. Поэтому многие вопросы, связанные, прежде всего, с особенностями минерального и химического составов, условиям становления этих силлов, до сих пор не решены. В настоящем сообщении все эти вопросы мы попытались осветить и на основе анализа полученных данных обсудить геодинамические обстановки формирования плагиоперидотитовых силлов, как одних из составляющих довыренского интрузивного комплекса. Следует отметить, что особое звучание такие исследования приобретают в связи с приуроченностью к силлам ЭПГ-содержащего Cu-Ni сульфидного оруденения.

Геологическое положение комплекса

Верхнерифейский довыренский интрузивный комплекс расположен в южной части Олокитско-Бодайбинского рифтогенного прогиба. Эта структура протягивается узкой полосой на 250 км при ширине 20-25 км от северо-западного побережья оз. Байкал до устья р. Манюкан (левого притока р. Мамы). Современные геодинамические реконструкции связывают формирование прогиба с деструктивными процессами преобразования фундамента Байкало-Патомского палеобассейна в начале верхнего рифея и с последующим усилением этих процессов на коллизионно-акреционном этапе развития этого палеобассейна на рубеже 800-720 млн лет (Булгатов, 2015). В результате этого в пределах Олокитской части рифта сформировалась Сыннырская впадина протяженностью около 200 км при ширине12-15 км. Разрез ее начинается с вулканогенной толщи сыннырской свиты, сложенной базальтами, диабазами, пикритобазальтами и их туфами (Булгатов, 2015). Выше с размывом залегают алевролиты, песчаники и доломиты противодаванской свиты, которая сменяется породами авгольской свиты. В ее состав входят глинистые сланцы, песчаники, алевролиты, гравелиты и когломераты с линзовидными прослоями известняков. Общая мощность пород Сыннырской впадины 5200-5500 м. Верхняя часть осадочной толщи, которая вмещает тела довыренского интрузивного комплекса, перекрывается эффузивными образованиями иняптукской и сыннырской свит (Мануйлова, Зарубин, 1981).

Йоко-Довыренский плутон, с которым сопряжены плагиоперидотитовые силлы, в плане представляет линзовидное тело (рис. 1 а). Оно залегает субсогласно с терригенно-карбонатными вмещающими породами, как по простиранию, так и по падению. На северо-восточном фланге он перекрывается раннекембрийскими отложениями холоднинской свиты. Современное положение массива почти вертикальное (рис. 1 б) вследствие постинтрузивных складчатых деформаций. Он обладает всеми признаками типично расслоенного плутона (Уэйджер, Браун, 1970). В его строении участвуют как ультраосновные породы (дуниты, верлиты), так и породы основного ряда (троктолиты, оливиновые габбро, габбронориты и нориты). Эти разновидности пород последовательно сменяют друг друга в разрезе массива снизу вверх. Смена минеральных парагенезисов и закономерная эволюция химического состава минералов и пород позволяют рассматривать расслоенную серию как магматическую систему, сформированную в результате одноактного внедрения. В прикровленной области массива вдоль всего его юго-восточного контакта развиты силлы и дайки кварцсодержащих гранофировых габброноритов. Эти образования прослеживаются также вдоль северо-западного контакта, прорывая приподошвенные породы массива, плагиоперидотитовые силлы и вмещающую толщу. В зоне перехода ультраосновной серии в габброидную располагается горизонт такситовых пород с малосульфидным платинометалльным оруденением, названный нами «Риф І».

Объекты и аналитические методы

Проведенные исследования базируются на обработке более 100 образцов и проб. На участке «Рыбачий» нами опробованы шурфы и керн разведочных скважин. На участке «Центральный» были изучены разрезы мощного силла в коренных обнажениях вдоль ручья Центральный (г. Верблюд), по дороге, ведущей от поселка геологов в сторону вершины г. Довырен, и далее вдоль ручья Большой. Разрез силла по ручью Большой был составлен в 1989 г. Э.Г. Конниковым, Д.А. Орсоевым и А.А. Цыганковым. На участке «Школьный» опробованы несколько шурфов и канава № 142, пройденная в крест простирания габбро-перидотитового силла. Участки отбора проб отмечены на геологической схеме массива (рис. 1 а).

Определение содержаний главных петрогенных окислов в породах выполнено стандартным силикатным анализом, некоторых микроэлементов - методами атомно-абсорбционного (Сг, Со), рентгенофлуоресцентного (Ni, Cu, Sr, Zr, Ba) анализа на установке VRA-30 в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Определение концентраций редких (Cs, Rb, Th, U, Nb, Ta, Hf) и редкоземельных элементов (РЗЭ) выполнено методом ICP-MS на масс-спектрометре ELEMENT-2 в Аналитическом центре коллективного пользования ИНЦ СО РАН (г. Иркутск). Химический состав породообразующих минералов определялся на микроанализаторе JXA-8200 в ИГХ СО РАН (аналитик Л.А. Павлова) и на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430 VP, оснащенном энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 350, в ГИН СО РАН.

Строение плагиоперидотитовых силлов

Эти образования наблюдаются вдоль всего северо-западного контакта Йоко-Довыренского плутона, протягиваясь иногда на десятки километров (см. рис. 1 а). Мощность их колеблется от десятков до 200-250 метров. Наиболее мощные силлы дифференцированы от плагиолерцолитов до оливиновых габброноритов. В подавляющей своей части силлы имеют крутое падение (см. рис. 1 б) и располагаются согласно с напластованием вмещающих терригенно-карбонатных пород. Лишь иногда на коротких отрезках контакты их с вмещающими породами становятся секущими. Некоторые силлы по простиранию расщепляются и местами от них отходят апофизы. Скважинами, пробуренные в 1988-1991 гг. на участке «Центральный», они прослежены на глубину около 800 м (скв. 138, 139). Как показали наши исследования, силлы принадлежат к более ранней фазе внедрения относительно самого массива (Орсоев и др., 2017).

Характер дифференцированности можно проследить на примере одного из самых мощных силлов, разрез которого нами закартирован по руч. Центральный (уч. 5). Первое его схематичное описание было сделано С.А. Гурулевым (Гурулев, 1965), а позднее – в публикации (Арискин и др., 2015), где он получил название «Верблюд». При общей мощности около 200 м силл имеет асимметричное строение. Приподошвенная часть (~12-15 м) его разреза сложена оливиновыми габброноритами, зернистость которых увеличивается от эндоконтактовой зоны к центру. Далее в интервале 15-120 м наблюдается расслоенная серия, представленная чередованием оливиновых и безоливиновых габброноритов, оливиновых плагиопироксенитов и плагиолерцолитов. Эта серия сменяется монотонной толщей плагиолерцолитов (~80 м). Верхний контакт с вмещающими породами перекрыт четвертичными отложениями. Среди расслоенной серии наблюдается секущая дайка кварцсодержащих гранофировых габброноритов мощностью ~15 м. По составу и петрографическим характеристикам они аналогичны габброноритовым силлам в кровле Иоко-Довыренского массива.

В нижнем контакте силла наблюдается зона закалки небольшой мощности, представленная пикродолеритами и пикробазальтами. Последнии постепенно переходят в мелкозернистые оливинсодержащие габбронориты и далее в их меланократовые разности. Аналогичное строение этого силла наблюдается в разрезах на его юго-западном продолжении (уч. 2-4).

Петрографическая характеристика пород силлов. Преобладающими породами силлов являются плагиолерцолиты. Они имеют отчетливо выраженную кумулятивную (гипидиоморфнозернистую) микроструктуру с участками развития пойкилитовой. Кумулусную ассоциацию слагают оливин, плагиоклаз и клинопироксен. В интерстициях этих минералов развиты ортопироксен, флогопит, а также кальциевый амфибол (паргасит). Нередко ортопироксен корродирует оливин, что свидетельствует об их перитектических соотношениях. Содержание флогопита в породе достигает 3-5 %. С помощью электронного микроскопа в качестве акцессорных минералов диагностированы хлорапатит, циркон, бадделеит, монацит, торит.

Оливиновые пироксениты представлены плагиовебстеритами, которые можно рассматривать как породы переходные между плагиолерцолитами и габброидами, тем более что они, как правило, размещаются в зоне контакта перидотитов и габброноритов. По текстурно-структурным характеристикам и минеральному составу оливиновые вебстериты аналогичны плагиолерцолитам, отличаясь от них более высокими содержаниями пироксенов и, соответственно, меньшими – оливина. Содержание плагиоклаза изменяется от единичных зерен до 10 %. Набор акцессорных минералов такой же, как и в плагиолерцолитах.

Оливиновые габбронориты по соотношению плагиоклаза и темноцветных минералов изменяются от мелано- до мезократовых разновидностей. Для этих пород характерен котектический плагиоклаз-клинопироксеновый парагенезис с ойкокристами и мелкими изометричными зернами ортопироксена. Постоянно присутствует оливин с несколько повышенным идиоморфизмом своих зерен по отношению к другим силикатам. В породах преобладает габбровая структура, местами переходящая в габброофитовую и пойкилоофитовую. Для клинопироксена и флогопита характерны ксеноморфные выделения, ойкокристы. Плагиоклаз в большинстве случаев наблюдается в виде мелких лейст. В интерстициях главных минералов постоянно присутствует в небольших количествах амфибол, представленный магнезиальной роговой обманкой. Широко развиты ильменит и магнетит с характерными взаимными пластинчатыми структурами распада твердого раствора. Габбронориты, как и ультраосновные породы, подвержены постмагматическим процессам: серпентинизация оливина, амфиболизация пироксенов, соссюритизация плагиоклаза и хлоритизация флогопита.

В породах зоны закалки непосредственно на контакте с алевралитами наблюдается долеритовая структура мезостазиса. В породе четко выделяются мелкие субидиоморфные зерна оливина (до 20 %). Они заполняют пространство среди пироксен-плагиоклазовой массы, раскристаллизованной в виде тонких взаимных прорастаний с характерным радиально-лучистым строением.

Состав породообразующих минералов. Наиболее представительные данные по составу породообразующих минералов получены нами по силлам на участке «Центральном» (см. выше).

Оливин во всех породах является первой ликвидусной фазой. Он образует более идиоморфные, чем плагиоклаз и пироксены, зерна размером от десятых долей миллиметра до 1 мм в поперечнике, в разной степени замещенные серпентином. Железистость оливина (содержание Fa- компонента) постепенно увеличивается от 17.0-18.3 в плагиолерцолитах, 18.1-20.2 в оливиновых плагиопироксенитах и до 26.4 % в оливиновых габброноритах, то есть наблюдается прямая зависимость железистости оливина от магнезиальности и щелочности вмещающих пород. Постоянно в составе оливинов фиксируются NiO и MnO, концентрация которых колеблется в пределах 0.12 – 0.29 и 0.20 – 0.28 мас.% соответственно. Их содержания находятся в прямой зависимости от железистости минерала.



Рис. 1. Схема геологического строения Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбрового массива с положением приподошвенных габбро-перидотитовых силлов (а) и поперечный разрез по линии АБ (б). По материалам А.Г. Степина (1992 г.) с дополнениями и упрощениями авторов.

1 – холоднинская свита; 2 – терригенно-карбонатные отложения Сыннырского рифта; 3 – базальты, их туфы с прослоями вулканитов риолитового состава иняптукской свиты; 4-10 - довыренский интрузивный комплекс: 4 – габбро-перидотитовые силлы, 5 - силлы и дайки кварцсодержащих гранофировых габброноритов, 6 - оливиновые габбро и габбронориты, 7 –чередование плагиодунитов и троктолитов, 8 – дуниты, 9 – зоны серпентинизации, 10 – платиноносный горизонт – «Риф I»;
11 – разрывные тектонические нарушения; 12 – зоны тектонического меланжа; 13 – геологические границы между породами;
14 - участки опробования габбро-перидотитовых силлов: 1 – уч. Рыбачий; 2-5 – уч. Центральный: 2 - руч. Большой, 3 – канавы и разрез вдоль дороги, 4 - руч. Безымяный, 5 – силл «Верблюд»; 6 – уч. Школьный (шурфы, канава).

На врезке – положение Йоко-Довыренского массива в структуре складчатого обрамления (белый фон) Восточно-Сибирской платформы.



Рис. 2. Диаграммы составов клинопироксена. Зависимость содержаний Cr₂O₃ (a) и MnO (б) от железистости, зависимость (Ca+Mn)/Fe om Mg/Fe (в) 1 – плагиолерцолит, 2 – оливиновый плагиовебстерит, 3 – оливиновый габбронорит;



Рис. 3. Диаграммы составов плагиоклазов.

а - классификационная диаграмма, б - зависимость содержания FeO от анортитового компонента. Усл. обозн. см. на рис 2.

Моноклинный пироксен. Во всех разновидностях пород он представлен авгитом. Железистость клинопироксенов (f ar.%) закономерно увеличивается от 12.3-13.7 в плагиолерцолитах, 15.7-19.4 в оливиновых плагиопироксенитах и до 20.6 ат. % в оливиновых габброноритах. Железистость в них возрастает вместе с общей железистостью пород. Среди выделенных разновидностей пород наименьшими содержаниями Al_2O_3 (среднее 1.75 мас.%) обладают авгиты из плагиолерцолитов. Более высокими содержаниями характеризуются авгиты оливиновых габброноритов (среднее 2.40 мас.%) и оливиновых габброноритов (1.93 мас.%). Важное генетическое значение имеет характер распределения Al по структурным позициям. В изученных нами клинопироксенах распределение Al сложное и не однозначное. Тем не менее, можно отметить, что в плагиолерцолитах в отличие от других пород при полном насыщении тетраэдрической позиции значение Al^{IV} (функция температуры) заметно больше, чем в других породах, и резко преобладает над Al^{VI} (индикатора давления), что указывает на более высокие температуры кристаллизации плагиолерцолитов.

Среди других особенностей состава авгитов обращает на себя внимание обратная зависимость содержаний Cr_2O_3 и прямая - MnO от железистости (рис. 2 а, б). Нормирование компонентов (Ca+Na) и Mg по Fe показало четкий тренд понижения кальцие-

вости и магнезиальности минерала и увеличения его железистости в процессе фракционной кристаллизации (рис. 2 в).

Ромбический пироксен. Состав во всех породах отвечает энстатиту. Железистость минерала постепенно увеличивается от плагиолерцолитов (16.0-17.1 ат.%) к оливиновым габброноритам (23.8 ат.%). Среди изоморфных примесей главными являются Al и Ca. Содержание Al₂O₃ в минерале повышается с ростом его железистости и составляет 0.69-0.80 мас.% (среднее 0.74) в плагиолерцолитах, 0.92-0.96 мас.% (среднее 0.94 мас.%) в оливиновых плагиопироксенитах и 1.21 мас.% в оливиновых габброноритах. Подобная тенденция наблюдается и для CaO. В небольших концентрациях (0.04-0.15 мас.%) во всех анализах отмечается изоморфная примесь Cr₂O₃. Таким образом, главный тренд фракционирования ортопироксена выражается в увеличении его железистости при незначительном возрастании глиноземистости и кальциевости. По сравнению с сосуществующим моноклинным пироксеном ортопироксен являются более железистым, содержит примерно в 2 раза больше Mn, заметно меньше Al, Ti и Cr, что отвечает обычной для интрузивных комплексов картине фазового соответствия пироксенов.

Плагиоклаз. В переменных количествах встречается во всех типах пород силлов. Минерал характеризуется широкой вариацией состава от 68-76 % An (битовнит) в плагиолерцолитах до 52-56 % An (лабрадор) в оливиновых пироксенитах и 59 % An (андезин) в оливиновых габброноритах (рис. 3 а). Интеркумулусный плагиоклаз, как правило, более кислый по сравнению с кумулятивным. Кроме того, при процессе раскисления минерала образуются фазы вплоть до альбит-олигоклазового состава (11-38 % An), что свидетельствует о быстро прогрессирующем росте щелочности расплава в процессе его кристаллизации. Постоянно в составе фиксируется повышенная изоморфная примесь FeO (0.25-0.64 мас.%). При этом достаточно четко наблюдается прямая корреляция содержания FeO от основности минерала (рис. 3 б).

Флогопит. В переменных количествах встречается во всех породах. На классификационной диаграмме все проанализированные зерна минерала попадают в поле флогопита (рис. 4 а). Одной из особенностей состава флогопита для всех пород является постоянный повышенный дефицит Si в тетраэдрической позиции. Причем наибольшим количеством Al^{VI} и, соответственно, минимальным – Al^{VI} по сравнению с другими породами обладают флогопиты плагиолерцолитов. Ж.-Л. Роберт (Robert, 1976) экспериментально установил, что при повышении температуры кристаллизации во флогопите уменьшается растворимость истонитового минала (Al^{VI}) и при температуре порядка 1000°С и давлении 1 кбар весь Al занимает тетраэдрическую позицию, замещая Si.

Железистость флогопита, как и для других породообразующих силикатов (см. выше), четко коррелируется с основностью пород и варьирует от 12.3-15.5% в плагиолерцолитах до 17.8-21.0% в оливиновых плагиовебстеритах и 25.6% в оливиновых габброноритах (см. табл. 4). На диаграмме Fe - Mg (рис. 4 б) можно видеть широкие вариации состава минерала и единый отрицательный тренд. Содержание К₂О варьирует в интервале 8.45-10.52 мас.%, Na₂O 0.14-1.43 мас.%, ТіО, 0.90-5.72 мас.%. При этом наблюдается четкая положительная корреляция между калиевостью и железистостью минерала. Характерны более высокие содержания Cr₂O₂ (0.66–1.11 мас.%) в плагиолерцолитах относительно других пород. Таким образом, структурные взаимоотношения флогопита с другими минералами и выявленные особенности его состава свидетельствуют о кристаллизации флогопита, наравне с сульфидами и паргаситом, из остаточного расплава в процессе его эволюции.

В составе флогопита среди галогенов отмечается только Cl. Его содержание увеличивается от плагиолерцолитов (0.12– 0.28 %) к оливиновым пироксенитам и габброноритам (0.18– 0.30 %). Заметим, что хлорную специализацию пород силлов также подчеркивают концентрация Cl (0.19–0.40 %) в сосуществующем паргасите и постоянное присутствие хлорапатита. Изучение природных минералов показало, что содержание и количественные соотношения F и Cl в апатитах, флогопитах, амфиболах определяются составом и природой исходных магм, а также условиями дифференциации последних (Холоднов, Бушляков, 2002). Хлорная специализация свойственна, как правило, высокотемпературным ассоциациям мантийных базальтоидных магм, тогда как для коровых, палингенных образований – водная и фторная специализация.

Петро- и геохимическая характеристика пород. На классификационной диаграмме TAS все изученные породы отвечают нормальному ряду и по составу варьируют от перидотитов до пироксенитов и габброидов, охватывая интервал SiO₂ от 41 до 51 мас. % и MgO от 12 до 38 мас.%, что свидетельствует о значительной степени дифференцированности магматического расплава в процессе внутрикамерной кристаллизации. Породы характеризуются низкими содержаниями (мас.%) TiO₂ (< 0.57) и P₂O₅ (< 0.10). На диаграммах (рис. 5) наблюдается тренд дифференциации, который заключается в постепенном накоплении Al₂O₃, CaO, TiO₂ и суммы щелочей по мере уменьшения в породе MgO, что согласуется с основными тенденциями изменения состава породообразующих минералов.

Распределения содержаний некоторых индикаторных микроэлементов (Cr, Ni, Sr, Ba, Zr) также коррелируются с магнезиальностью пород. Наиболее жесткую положительную связь имеют когерентные элементы Cr, Ni, отражающие фракционную кристаллизацию магмы, тогда как несовместимые - Sr, Ba и Zr, напротив, обнаруживают менее выраженную отрицательную корреляцию.

Суммарное содержание РЗЭ увеличивается от ультрамафитовых к габброидным породам. Все спектры РЗЭ характеризуются отрицательным наклоном (La/Yb)_м = 3.93-6.72 со значительным фракционированием для легких лантаноидов (La/Sm)_N = 2.71-3.95 и более слабым - для тяжелых (Gd/Yb)_N = 1.28-1.41 и слабо выраженной отрицательной европиевой аномалией Eu^{*} = 0.77-0.95) (рис. 6 а). На спайдерграммах все породы также демонстрируют однотипный фракционированный тренд. Они имеют одинаковую конфигурацию спектров, включая обогащенность крупноионными элементами - Rb, Ba, Th, U, максимум Nd, отчетливые минимумы по Ta, Nb, Sr и P, небольшое обеднение Ті и незначительное - Zr и Y (см. рис. 6 а). При этом обращает на себя внимание аномальный максимум Pb. Положительная аномалия по Pb вообще характерна практически для всех пород Йоко-Довыренского массива, а также для сопряженных базальтоидных пород сыннырской свиты (Арискин и др., 2015).

Оценка состава родоначальной магмы проведена нами по составу пород закалочной фации. Из всех существующих способов определения состава родоначальной магмы этот метод считается наиболее простым и достаточно надежным. Состав пород зоны закалки (среднее из 4-х анализов) следующий (мас. %): SiO₂ 48.79, TiO₂ 0.48, Al₂O₃ 9.85, FeO* 10.45, MnO 0.17, MgO 20.86, CaO 7.56, Na₂O 0.99, K₂O 0.71, P₂O₅ 0.07. Он соответствует высокомагнезиальному, низкощелочному, низкотитанистому пикробазальту калиево-натриевой серии. По содержанию основных петрогенных компонентов (см. рис. 5) и малых элементов этот средний состав занимает промежуточное положение между полем, образованным перидотитами и пироксенитами, и полем оливиновых габброноритов.



Рис. 4. Диаграммы состава флогопитов.

а - классификационная диаграмма по (Brod et al., 2001), б - зависимость содержания Fe от содержания Mg. Усл. обозн. см. на рис 2.



Рис. 5. Петрохимические вариационные диаграммы для пород габбро-перидотитовых силлов. Все анализы пересчитаны на безводный «сухой» остаток.

1 — плагиолерцолиты, 2 — оливиновые плагиовебстериты, 3 — оливиновые габбронориты, 4 — средний состав пикробазальтов зоны закалки силлов. Серыми стрелками показаны тренды дифференциации.



Рис. 6. Характер распределения редкоземельных и редких элементов, нормированных на хондрит C1 и примитивную мантию (Sun, McDonough, 1989), в породах габбро-перидотитовых силлов.

а – породы силлов; б - пикробазальты Глушихинского прогиба Енисейского кряжа по (Ножкин и др., 2013) и эталонные спектры базальтов траппового магматизма и коллизионных вулканно-плутонических ареалов по (Гущин и др., 2014), островных дуг (IAB) по (Иванов и др., 2008).

I – плагиолерцолиты, *2* – оливиновые плагиовебстериты, *3* – оливиновые габбронориты, *4* - пикробазальты Глушихинского прогиба. Спектр серого цвета - пикробазальты зоны закалки силлов.



Рис. 7. Диаграмма Ce/Nb – Th/Nb (Saunders et al., 1988) для пород зоны закалки габбро-перидотитовых силлов. DMM – деплетированная MORB мантия, RSC – остаточный компонент слэба, SDC – субдукционный компонент. Точки состава верхней континентальной коры, среднего состава всей коры и поля базальтов островных дуг по (Dampare et al., 2008).

Оценка Р-Т-условий кристаллизации. Оценка давления проводилась по амфиболовому геобарометру (Johnson, Rutherford, 1989). Анализы первично магматических паргаситов получены нами дополнительно и в данном сообщении не приводятся. Вычисленные значения давления для плагиолерцолита и оливинового габбронорита в пределах ошибки оказались одинаковыми и составили соответственно 3.9 ± 0.5 и 3.7 ± 0.5 кбар.

При помощи программы «КОМАГМАТ 3.72» были проведены расчеты, моделирующие кристаллизацию пород зоны закалки силлов при Р = 4 кбар и условиях буфера вюстит-магнетит (WM). Учитывая присутствие флогопита (до 3-5 %, см. выше), содержание Н₂О было принято за 0.1 %. Согласно данным расчетов кристаллизация раннего оливина начинается с температуры ~ 1356°С при его составе Fo_{ss}. Наиболее магнезиальные оливины в закалочных породах силлов (по данным микрозондового анализа) отвечают составу Fo78-80. Такое несоответствие реальных и модельных составов может указывать на то, что породы закаленной фации кристаллизовались из поступившего расплава, содержащего уже до 10 % интрателлурических кристаллов оливина. При такой кристалличности расплава в качестве второй фазы при температуре 1178°С появляется плагиоклаз, что согласуется с данными петрографических наблюдений.

Обсуждение результатов. На основании полученных геологических, минералогических и петро- геохимических данных в мощных силлах выделяется дифференцированная серия, сложенная плагиолерцолитами, оливиновыми плагиовебстеритами и оливиновыми габброноритами. В процессе фракционно-кристаллизационной дифференциации происходит смена высокотемпературных на низкотемпературные минеральные парагенезисы. Фигуративные точки составов выделенных пород образуют единые тренды на всех бинарных петрохимических диаграммах (см. рис. 5) и на диаграммах с индикаторными микроэлементами. Аналогичные закономерности изменений химического состава в процессе кристаллизации магматического расплава установлены и для породообразующих минералов. В фемических минералах (оливин, пироксены, флогопит) синхронно увеличивается железистость, а в плагиоклазе уменьшается основность. Выявленные закономерности изменения состава породообразующих минералов, как по содержанию главных компонентов, так и по изоморфным примесям, в целом отражают скрытую расслоенность силлов. Выше отмеченные характеристики минерального состава, а также сходство геохимических особенностей всех пород силлов, таким образом, указывает на их происхождение в результате фракционной кристаллизации единого расплава.

По своим геохимическим характеристикам породы зоны закалки идентичны породам расслоенной серии силлов, что наглядно демонстрируют величины отношения (La/Yb) $_{\rm N_{\rm o}}$ (La/Sm) и (Gd/Yb) , а также их спектры РЗЭ и спайдерграммы. Характер распределения несовместимых элементов сближает породы зоны закалки с базальтами коллизионных вулканно-плутонических ареалов и, особенно, траппового магматизма (см. рис. 6 б).

Умеренно высокие величины отношения Ti/Zr (46-60) и Ti/V (17-23) отличают пикробазальты зоны закалки, с одной стороны, от бонинитов (22-44 и 3-15 соответственно), а с другой, – от базальтов СОХ, для которых свойственны более высокие значения указанных отношений. По этим показателям они идентичны группе магнезиальных базальтов (26-87 и 9-24 соответственно), широко распространенных в палеопротерозойских внутриплитных рифтогенных структурах (Smithies, 2002), и, в частности, коррелируются с пикробазальтами верхнерифейской орловской серией (717±15 млн лет) Глушихинского прогиба Енисейского кряжа (см. рис. 6 б). Формирование этого прогиба и ряда других (Тейско-Чапский, Вороговский, Дашкинский) связывается с коллизионно-аккреционным этапом развития рассеянных спрединговых зон Енисейского кряжа и проявлением внутриплитного магматизма на рубеже 730-720 млн лет (Ножкин и др., 2013), что практически совпадает с возрастом становления довыренского интрузивного комплекса.

С другой стороны, учитывая, что низкие концентрации Nb и Ta и отчетливое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми типичны для флюидонасыщенных магматических расплавов, которые формируются за счет дегидратации слэба в субдукционных условиях (Hawksworth et al., 1993) и не характерны для магматических ассоциаций внутриплитных рифтов, можно предположить, что природа Ta-Nb минимума обусловлена существованием особого типа мантийного источника, возникшего при формировании континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса. При этом корообразование было связано с проявлением многочисленных и разновозрастных зон субдукции (Коваленко и др., 1999) в результате чего подлитосферная древняя мантия региона могла быть метасоматизирована надсубдукционными богатыми водой и легкими лантаноидами флюидами (Wang et al., 2004). Эта мантия могла взаимодействовать с мантией глубинного плюма, определяющего коллизионно-аккреционные процессы и сопровождающего их рассеянного рифтогенеза в верхнем рифее, и обуславливая тем самым повышенную степень плавления мантийного вещества. Доказательством в пользу такого предположения может служить соотношения в океанических базальтах трех несовместимых элементов Th, Nb и Ce. На диаграмме Ce/Nb –Th/Nb фигуративные точки пикробазальтов закалочной фации располагаются вблизи поля базальтов островных дуг, демонстрируя тем самым, что в их источнике присутствовал надсубдукционный компонент SDC (рис. 7). Об этом может свидетельствовать также и близость спектров несовместимых элементов пикробазальтов закалочной фации и островодужных базальтов Восточной Камчатки (см. рис. 6 б).

В совокупности все эти геохимические данные дают нам основание сделать вывод о том, что источником расплава силлов могла быть древняя надсубдукционная литосферная мантия. Родоначальный высокомагнезиальный расплав указывает на высокий тепловой потоке, вероятно, обусловленный существованием в этот период мантийного плюма, ареал развития которого связывается с крупной Франклинской изверженной провинцией на рубеже 728-716 млн лет (Мехоношин и др., 2016).

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-08843 и Программы Президиума РАН № 27.

Список литературы

- Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Костицын Ю.А., Меффре С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсоев Д.А. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия, 2013, № 11, с. 955-972
- Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Конников Э.Г., Маас Р., Костицын Ю.А., Мак-Нил Э., Меффре С., Николаев Г.С., Кислов Е.В. Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника // Геология и геофизика, 2015, т. 56, № 3, с. 528-556.

- Булгатов А.Н. Геодинамика Байкальской горной области в позднем рифее и венде-раннем палеозое. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2015, 191 с.
- Гурулев С.А. Геология и условия формирования Иоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М., Наука, 1965. 122 с.
- Гущин А.В., Гусев Г.С., Межеловская С.В. Петрогеохимические критерии распознавания тектонических (геодинамических) обстановок по составам вулканических пород // Разведка и охрана недр, 2014, № 12, с. 76-81.
- Иванов А.В., Перепелов А.Б., Палесский С.В., Николаева И.В. Первые данные по распределению элементов платиновой группы (Ir, Os, Ru, Pt, Pd) и Re в островодужных базальтах Камчатки // ДАН, 2008, т. 420, № 1, с. 92-96.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника, 1999, № 3 С. 21-41.
- Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 127 с.
- Мануйлова М.М., Зарубин В.В. Вуканогенные породы докембрия Северного Прибайкалья. Л.: Наука, 1981. 88 с.
- Мехоношин А.С., Эрнст Р., Седерлунд У., Гамильтон М.А., Колотилина Т.Б., Изох А.Э., Поляков Г.В., Толстых Н.Д. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и гефизика, 2016, т. 57, № 5, с. 1043-1057.
- Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В. Позднепротерозойская рифтогенная метариолит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба (Енисейский кряж): петрохимический состав, возраст и условия образования // Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 1, с. 58-71.
- Орсоев Д.А., Мехоношин А.С. Габбро-перидотитовые силлы неопротерозойского довыренского интрузивного комплекса (Северное Прибайкалье, Россия) // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Материалы V Международной конференции (Гремячинск, 2-6 сентября 2017 г.). Улан-Удэ: Изд-во Бурятского госуниверситета, 2017. С. 203-205.

- Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2002. 392 с.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 551 с.
- Brod J.A., Gaspar J.C., de Araujo D.P., Gibson S.A., Thompson R.N., Junqueira-Brod T.C. Phlogopite and tetraferriphlogopite from Brazilian carbonatite complexes: petrogenetic constraints and implications for mineralchemistry systematics. // J. Asian Earth Sci., 2001, v. 19, p. 265-296.
- Dampare S.B., Shibata T., Asiedu D.K., Osae S., Banoeng-Yakubo B. Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: petrogenetic and tectonic setting implications // Precambrian Res., 2008, v. 162, p. 403-423.
- Hawksworth C.J., Callagher K., Hergt J.M., McDermott F. Trace element fractionation processes in the generation of island are basalts // Philos. Trans. R. Soc. London. 1993. A 342, p. 179-191.
- Johnson M.C., Rutherford M.J. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks // J. Geology, 1989, v. 17, p. 837-841.
- Robert G.-L. Phlogopite solid solutions in the system K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O // Chem. Geol., 1976, v. 17, № 3, p. 195—212.
- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints // J. Petrol., (Special Lithosphere Issue), 1988, p. 415—445.
- Smithies R.H. Archaean boninite-like rocks in an intracratonic setting // Earth Planet. Sci. Lett., 2002, v. 197, p. 19-34.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London. 1989. Spec. Publ. v. 42, p. 313-345.
- 23. Wang Y., Fan W., Zhang Y., GuoF., Zhang H., Peng T. Geochemical, Ar⁴⁰/Ar³⁹ geochronological and Sr-Nd isotopic constraints on the origin of Paleoproterozoic mafic dikes from the southern Taihang Mountains and implications for the ca. 1800 Ma event of the North China Craton // Precamb. Res., 2004, v. 135, p. 55-77.
ПЕТРОГРАФИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД, МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВЕРХНЕАМГИНСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО РАЙОНА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ, ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

Прокопьев И.Р.^{1,2}, Дорошкевич А.Г.^{1,3}, Редина А.А.¹, Егитова И.В.^{1,2}

E-mail: prokop@igm.nsc.ru ¹Институт Геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск ²Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск ³Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

PETROGRAPHY OF ALKALINE ROCKS, MINERALOGY AND ORE-FORMATION CONDITIONS AT THE VERKHNEAMGINSKY GOLDEN REGION (ALDAN SHIELD, SOUTH YAKUTIA)

Prokopyev I.R.^{1,2}, Doroshkevich A.G.^{1,3}, Redina A.A.¹, Egitova I.V.^{1,2}

E-mail: prokop@igm.nsc.ru ¹ V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk ²Novosibirsk State University, Novosibirsk ³Geological Institute of SB RAS, Ulan-Ude

The Verkhneamginsky gold-bearing region is located in the territory of South Yakutia (Russian Siberia), 120 km to the west of Aldan Town, in the northwestern part of the Aldan Highlands, in the upper reaches of the Amga River basin. The territory of the region is a part of the Amginskaya submeridional structural zone of tectonic mélange. The structural position of the Verkhneamginsky gold-bearing region is characterized by a multilevel structure that determines the three main types of geostructures in the region: the Lower Precambrian basement, the Vendian-Lower Cambrian sedimentary cover and the Mesozoic magmatic manifestations. The Verkhneamginsky gold-bearing region has been studied relatively poorly, in view of the inaccessibility of the territory. Until recently, only gold placer objects were noted here. In 2012-2013 years in the course of conducting advanced geological, geophysical and geochemical works by geologists of the Yakutskgeologiya company in the Verkhneamginsky ore region, linear and area-specific geochemical gold anomalies were identified, associated with manifestations of syenite magmatism in the gradient zone of the Verkhneamginskaya gravity minimum (Sokolov, 2015). Certified anomalies have established zones of sulphided rocks with an industrial gold content. The syenites are the high-potassium rocks whose age, according to the Rb-Sr method, was estimated at 140 ± 7 Ma (Anisimova et al., 2016).

Petrographic and mineralogical studies of Mesozoic syenites and lamprophyres of the Verkhneamginsky ore-region indicate a commonality in the mineral composition of the rocks. The syenites are composed of potassium feldspar with mesoperite albit and contain porphyritic phenocrysts of albite, potassium feldspar, amphibole (pargasite and actinolite) and phlogopite. Secondary and accessory minerals are apatite, titanite, calcite, magnetite, monazite, epidote, chlorite, and barite. Lamprophyres of formation bodies are a uniformly grained feldspar rock with scattered dissemination of magnetite, phlogopite flakes, apatite crystals, rare porphyritic phenocrysts of a dark-colored mineral, which have been completely replaced by an aggregate of talc and amphibole (actinolite). From the secondary and accessory minerals, apatite, calcite, titanite, albite, sulfides, zircon, baddeleyite were diagnosed. The lamprophyres bodies are subject to the hydrothermal-metasomatic processes (silicification, carbonatization, chloritization, etc.) and contain dispersed and vein dissemination of sulphides (pyrite, chalcopyrite). The dykes of lamprophyres are a fine-grained rock, dark gray with porphyritic phenocrysts of olivine and clinopyroxene are replaced by chlorite and serpentine. On the edge of olivine grains a chain of grains of magnetite is noted. Clinopyroxene in composition corresponds to diopside-hedenbergite.

Ore mineralization of quartz-chlorite-feldspar metasomatites is represented by two generations. The first generation is represented by sulphide minerals: pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite, molybdenite, boulangerite, etc. Highly concentrated 44-22 wt% NaCl-eq fluids were responsible for the formation of the mineralization. Fluids contain $CO_2 \pm N_2$, TP parameters of mineral formation are 330-400°C and 1150 bar. The second generation is represented by the gold-telluride ore mineralization: altaite, hessite, petzite and native gold. The formation of late mineralization occurred from a low concentrated fluids of 3.3-9.2 wt% NaCl-eq. Fluids contain CO_2 in gas phase, and have the temperatures of homogenization of 210-230°C. It is also necessary to note the presence of rare earth (monazite-Ce) and thorium (thorianite) mineralization in the rocks of the Verkhneamgsky region. The data obtained indicate the presence of gold-telluride (epithermal) mineralization within the Verkhneamghinsky ore region, and increase the prospects of potential ore content of the investigated gold-bearing area on the Aldan Shield.

Введение

Территория Алдано-Станового щита является крупным промышленным районом скопления месторождений золота, урана, молибдена и платиноидов, связанных с формированием позднемезозойских щелочных магматических комплексов (Билибин, 1959; Ветлужских, 1990; Максимов, 2003; Казанский, 2004; Кочетков, 2006 и мн. др.). В пределах Алданского щита выделяют Чара-Алданскую металлогеническую зону, состоящую из нескольких локальных рудных районов, в которых сосредоточены древние протерозойские россыпные и мезозойские коренные золотоносные объекты: Верхнетокинский рудный район, Центрально-Алданский, Нимныро-Эвотинский, Тыркандинский, Верхнеамгинский, Кет-Капский и др. (Дзевановский и др., 1972; Ветлужских, 1990; Максимов, 2003 и др.). Наиболее изученным в плане петрологии и рудоносности щелочных мезозойских комплексов является Центрально-Алданский рудный район, щелочные комплексы которого представлены породами монцонит-сиенитовой, лейцитит-щелочно-сиенитовой, щелочно-базитовой, гранит-гранодиоритовой формаций (Максимов, 2003; Казанский, 2004; Кочетков и др., 2006; Дворник, 2009 и др.).

Исследуемый Верхнеамгинский золотоносный район изучен сравнительно слабо, ввиду труднодоступности территории. До последнего времени здесь отмечались только россыпные золотоносные объекты. В 2012-2013 гг. при проведении опережающих геолого-геофизических и геохимических работ геологами ГУГГП РС (Я) «Якутскгеология» в Верхнеамгинском рудном районе были выявлены линейные и площадные геохимические аномалии золота, приуроченные к проявлениям сиенитового магматизма в зоне градиента верхнеамгинского гравитационного минимума (Соколов, 2015). Заверенные аномалии установили зоны сульфидизированных пород с промышленным содержанием золота. Сиениты, к которым приучена рудная минерализация, относятся к щелочноземельной серии и являются высококалиевыми породами, возраст которых по данным Rb-Sr метода предварительно оценен в 140±7 млн. лет (Анисимова и др., 2016).

В данной работе приведены первые результаты петрографического и минералогического исследования основных магматических фаз щелочного комплекса мезозойских пород Верхнеамгинской рудной площади, минераграфия и особенности минерального состава сульфидных руд, самородного золота и теллуридов (участок Хатырхай), а также впервые приведены физико-химические параметры (РТХ) формирования рудной минерализации. Фактический материал для исследования предоставлен геологами ГУГГП РС (Я) «Якутскгеология» и представляет собой керн скважин, а также образцы штуфных проб, отобранных при современных горно-геологических работах на территории Верхнеамгинской рудной площади.

Геология района

Верхнеамгинский золотоносный район расположен на территории Южной Якутии, в 120 км к западу от г. Алдана, в северо-западной части Алданского нагорья, в верхнем течении бассейна р. Амги (Соколов, 2015). Территория исследуемого района по современным данным входит в состав Амгинской субмеридиональной структурной зоны тектонического меланжа, отделяющей Центрально-Алданский составной террейн с востока от расположенных к западу и югу от нее соответственно Западно-Алданского и Тындинского составных террейнов (Парфенов, Кузьмин, 2001). В строении Амгинской зоны участвуют архейские комплексы амфиболитовой - эпидот-амфиболитовой фаций и раннепротерозойские ортогнейсовые и парагнейсовые толщи субгранулитовой – гранулитовой фаций метаморфизма, а также фрагменты архейских и раннепротерозойских зеленокаменных поясов и дифференцированные плутоны ультраосновных и основных пород (Парфенов, Кузьмин, 2001).

Структурная позиция Верхнеамгинского золотоносного района характеризуется многоярусным строением, определяющим три главных типа геоструктур региона: нижнедокембрийский фундамент, венд-нижнекембрийский осадочный чехол и мезозойские участки активизации (Парфенов, Кузьмин, 2001; Соколов и др., 2001ф). Архейские структуры фундамента с несогласием перекрыты венд-нижнекембрийским платформенным чехлом морских глинисто-карбонатных осадков. На отдельных участках в северной части района, на вершинах водоразделов сохранились небольшие мощности мезозойских терригенных отложений юрской (юхтинская свита) и кайнозойской систем (Соколов и др., 2001ф; Соколов, 2015). Основной объем магматических образований связан с платформенным этапом мезозойской тектоно-магматической активности. Со щелочными интрузиями связаны зоны сульфидизации, окварцевания и скарнирования, сопровождаемые золоторудной минерализацией (Соколов, 2015).

Тектоническая характеристика региона определяется разломами субмеридионально-северо-восточного простирания, входящие в систему Амгинского глубинного разлома (структурного шва) (Парфенов, Кузьмин, 2001). Разломы северо-восточного и северо-западного простирания формируют диагональные разрывные структуры, наложенные на зону Амгинского глубинного разлома, или, органически входят в его структуру, наследуя его тектонику (Соколов и др., 2001ф). Заложенные в докембрийское время разломы этой системы неоднократно подновлялись, особенно активно в мезозое, когда была сформирована блоковая структура района, интенсивно проявлен магматизм и связанная с ним гидротермальная деятельность.

Методы исследования

Петрографические и минераграфические исследования проводились с использованием оптического микроскопа Olympus BX51 с фотокамерой Infinity 2. Химический состав минералов анализировался микрорентгеноспектральным методом на приборе JEOL JXA-8100, а также с помощью сканирующей электронной микроскопии на приборе TESCAN MIRA 3 LMU JSM-6510LV с энергосберегающей приставкой для микрозондового анализа X-Max Oxford Instruments. Термобарогеохимические исследования проводились термо-криометрическим методом на установке Linkam THMSG-600, а также методом Рамановской спектрометрии на установке LabRam HR 800 Horiba Jobin Yvon. Исследования проведены на базе Аналитического Центра Института геологии и минералогии СО РАН (АЦ ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Петрография и минеральный состав пород

Согласно геологическому и петрографическому изучению щелочных пород Верхнеамгинской золотоносной площади установлено, что основные фазы мезозойских массивов представлены штокообразными телами сиенитов и сиенит-порфиров, а также дайками и пластовыми телами лампрофиров (минетт).

Сиениты сложены калиевым полевым шпатом с мезопертировыми вростками альбита и содержат порфировые вкрапленники альбита, калиевого полевого шпата, амфибола и лейсты флогопита (рис. 1). Второстепенными и акцессорными являются апатит, титанит, кальцит, магнетит, монацит, эпидот, хлорит, барит. Несмотря на то, что флогопит имеет зональное строение, в отличие от лампрофиров, в минерале количество магния и железа варьируют в узком интервале (от 12,6 до 15,4 мас. % MgO и от 15,2 до 17,4 мас. % FeO), а содержание хрома - ниже предела обнаружения. Амфибол представлен паргаситом и актинолитом. Апатит по составу относится к фторапатиту (до 1,5 мас. % F), содержит примесь хлора (до 0,4 мас. %), кремния (до 0,9 мас. % SiO2) и сульфатной серы (до 0,7 мас. %). Для минерала характерно присутствие высоких количеств стронция (до 2,2 мас. % SrO). Монацит совместно с эпидотом образуют редкие включения в полевошпатовом агрегате. Монацит по составу относится к цериевой разновидности, а эпидот содержит высокие концентрации легких лантаноидов (до 25 мас. %).



Рисунок 1. СЭМ-фото сиенита, образец 16081. А – кристаллы апатита (Ар), порфировые вкрапленники альбита (Аb), калиевого полевого шпата (Kfs) и амфибола (Amph), зональные зерна флогопита (Bt) в основной массе калиевого полевого шпата (серое) с мезопертитовыми вростками альбита (темно-серое). Белое – магнетит. Б - зональные зерна флогопита и мелкие включения монацита (Mnz) в основной массе калиевого полевого шпата (серое) с мезопертитовыми вростками альбита (темно-серое).



Рисунок 2. СЭМ-фото лампрофиров. А - зональные зерна флогопита в основной массе калиевого полевого шпата (серое), черное – кварц, светло-серое – магнетит (Mag), образец 13067. Б - кристаллы апатита и зональные зерна флогопита в основной массе калиевого полевого шпата (серое), черное – кварц, белое – сульфиды, образец 5077. В - Зональные зерна флогопита (Bt), вкрапленники кальцита (Cal) и клинопироксена нацело замещенные агрегатом амфибола и талька (Amph+Tlk) в основной массе калиевого полевого шпата (серое), белое в основной массе – магнетит. Образец 13070. Г - порфировый вкрапленник оливина (Ol), замещенный по краю зерна серпентином (черное). Четко прослеживается оторочка мельчайших зерен магнетита (белое), образующихся при замещении оливина серпентином. Оливин погружен в полевошпат-флогопитовую основную массу (флогопит- светло-серый, полевой шпат – серый), образец 5105 – дайка лампрофиров. В породе отмечаются округлые ксенолиты породы основного состава (?), сложенной практически мономинеральным амфиболом (магнезиогастингсит, роговая обманка), с редкой вкрапленностью среднего плагиоклаза (андезина) и апатита.

Лампрофиры пластовых тел представляют собой равномернозернистую полевошпатовую породу с рассеянной вкрапленностью магнетита, чешуек флогопита, кристаллов апатита, редких порфировых вкрапленников темноцветного минерала, нацело замещенных агрегатом талька и амфибола (актинолита) (рис. 2 а - в). В интерстициях между зерен полевого шпата отмечаются редкие зерна кварца. Из второстепенных и акцессорных минералов диагностированы апатит, кальцит, титанит, альбит, сульфиды, циркон, бадделеит.

Полевой шпат представлен калиевым полевым шпатом с повышенным содержанием BaO (до 1,1 мас. %). Флогопит имеет зональное строение, схожее с таковым из сиенитов и даек лампрофиров, где от центра к краю зерен уменьшается количество магния (от 23 до 14 мас. % MgO) и хрома (от 0,7 мас. % Cr₂O₃ до ниже предела обнаружения), увеличивается железа (от 6,7 до 15,8 мас. % FeO). Минерал характеризуется повышенным содержанием TiO₂ (до 4,2 мас. %) и BaO (до 1,8 мас. %). Апатит относится к фторапатиту (до 1,2 мас. % F), содержит примесь сульфатной серы (до 1 мас. %) и повышенные концентрации стронция (до 2,1 мас. % SrO). Минерал по составу схож с апатитами сиенитов и даек лампрофиров. Монацит по составу соответствует цериевой разновидности. Баделеит обрастает цирконом. Для эпидота характерно повышенное содержание РЗЭ (до 13 мас. % легких лантаноидов).

Дайки лампрофиров представляют собой тонкозернистую породу, темно-серого цвета с порфировыми вкрапленниками оливина и клинопироксена (рис. 2 г). Оливин и клинопироксен замещаются хлоритом и серпентином. По краю зерен оливина отмечается цепочка зерен магнетита. Клинопироксен по составу соответствует диопсид-геденбергиту. Для минерала характерно присутствие примеси натрия (до 0,5 мас. % Na₂O, эгириновый минал), титана (до 0,8 мас. % TiO₂) и хрома (до 0,75 мас. % Cr₂O₂). Обычно в клинопироксене и оливине содержатся мелкие включения кристаллов апатита. Основная масса породы сложена полевыми шпатами (калиевый полевой шпат и альбит-олигоклаз) и хаотично расположенными лейстами флогопита. Магнетит, титанит, удлиненно-призматические кристаллы апатита и кальцит равномерно распределены по породе. Зерна кальцита обрастают каймой, сложенной чешуйками флогопита. Сульфиды и кальциевые амфиболы (паргасит) являются акцессорными минералами.

В калиевом полевом шпате отмечены повышенные содержания BaO (до 1,5 мас. %). Флогопит основной массы обычно имеет зональное строение, в центральной части зерна характеризуются высоким содержанием MgO (до 22 мас. %) и присутствием примеси хрома (до 0,3 мас. % Cr_2O_3). К краю зерен происходит понижение MgO (до 12 мас. %) и повышение FeO (до 20 мас. %), содержание хрома здесь ниже предела обнаружения. Особенностью состава флогопита как центральной, так и краевых частей зерен является повышенное количество TiO₂ (до 2,7 мас %) и наличие примеси BaO (до 1,5 мас. %). Апатит по составу относится к фторапатиту (до 1,5 мас. % F), содержит примесь хлора (до 0,5 мас. %) и сульфатной серы (до 0,6 мас. %). Для минерала характерно присутствие высоких количеств кремния (0,7-6 мас. % SiO₂) и стронция (1,7-2,5 мас. % SrO).

Минераграфия и состав руд

Согласно микроскопическим исследованиям рудные образцы Верхнеамгинской площади представляют собой кварц-хлорит-полевошпатовые метасоматиты с рассеянной сульфидной вкрапленностью и микропрожилками пирита, халькопирита, галенита, сфалерита, пирротина, халькозина, молибденита. В рудных метасоматитах диагностированы РЗЭ-минеральная фаза – монацит, рутил, торианит, буланжерит, теллуриды Рb, Ag и Au, самородное золото. Предшествующие исследования рудной минерализации Хатырхайского рудного поля установили также присутствие теллуровисмутита и теннантита в рудах (Анисимова, 2017).

Основной рудный минерал пирит представлен идиоморфными зернами прямоугольного сечения, реже неправильной формы, образует рассеянную вкрапленность и микропрожилки в кварц-калишпат-хлоритовой массе, размер прожилков до нескольких см (рис. 3 а, б). Зерна пирита местами раздроблены (катаклазированы). Микрорентгеноспектральным методом установлено, что химический состав пиритов близок к теоритическому, в качестве элементов примесей присутствует Ni до 0,5 мас.%.

Халькопирит образует вкрапленные зерна неправильной формы и аллотриоморфнозернистые агрегаты (0,п – первые мм) в кварц-хлоритовой матрице метасоматитов, цементирует зерна пирита, по краям зерен халькопирит замещается халькозином и ковеллином. Вкрапленные зерна неправильной формы сфалерита, галенита, пирротина и буланжерита (1n µm) единичны в матрице рудных метасоматитов.

Молибденит образует редкие пластинчатые зерна-вкрапленники во вмещающей породе. Согласно микрозондовому анализу монацит принадлежит цериевой разновидности и содержит примесь Th до 1 мас.%, рутил содержит примесь V до 0,9 мас.%. В буланжерите содержится примесь As до 0,9 мас.%.

Теллуридная минерализация представлена минеральными фазами алтаитом, гесситом и петцитом (рис. 3 в). Теллуриды кристаллизуются в виде редкой вкрапленности в пирите и вмещающей породе, нередко образуют аллотриоморфнозернистые агрегаты и микропрожилки. Алтаит по химическому составу может содержать примесь Ag до 1,63 мас.%, гессит в зернистых агрегатах содержит примесь Au до 4,9 мас.%.

Самородное золото было диагностировано в аншлифах и протолочках рудных метасоматитов (рис. 3 г - е). В аншлифе самородное золото имеет морфологию округлых зерен, каплевидную, а также встречается в виде микропрожилков в основной массе породы (рис. 3 г, д). Морфология зерен золота в протолочке - округлая, шаровидная (рис. 3 е). Согласно микрозондовому анализу золото является высокопробным, из примесей содержит только Ад - 0,39-2,34 мас.% (30 анализов).

Физико-химические параметры оруденения

Флюидные включения (ФВ) изучены в рудном кварце кварц-хлорит-полевошпатовых метасоматитов Верхнеамгинского района. Согласно оптическим наблюдениям среди флюидных включений можно выделить следующие типы по фазовому составу: 1) водные газово-жидкие VL; 2) углекислотно-водные газово-жидкие VLC; 3) трехфазные, содержащие газ, раствор и минеральную фазу VLS. Нами исследовались первичные и псевдо-вторичные ФВ в кварце, отвечающие за рудную минерализацию метасоматитов (Реддер, 1987) (рис. 4).

Первичные ФВ имеют округлую, изометричную, форму негативных кристаллов вакуоли, нерасшнурованные и наблюдаются в виде индивидуальных включений, хаотично распределенных по зернам матрицы. Размер первичных ФВ варьирует в узком интервале 10-15 мкм. Псевдо-вторичные включения неправильной или изометричной формы, в залеченных трещинах в пределах отдельных зерен имеют размеры 7-20 мкм. Первичные VLS ФВ в составе газовой фазы содержат CO₂ с примесью N₂ (до 1,5 об.%).



Рисунок 3. СЭМ-фото рудной минерализации в кварц-хлорит-полевошпатовых метасоматитах Верхнеамгинской рудной площади. А - редкие вкрапленники торианита (Thrn) в зернах пирита (Py), аллотриоморфнозернистый агрегат монацита (Mnz) и микропрожилок рутила (Rut). Б - идиоморфные зерна пирита, призматические кристаллы апатита и редкие вкрапленные микрозерна циркона (Zrc) в кварц-хлоритовой матрице. В - теллуридная минерализация в рудах представлена аллотриоморфнозернистыми вкрапленниками агрегатами в зернах пирита и отдельными мономинеральными вкрапленниками алатаита (Alt), гессита (Hst) и петцита (Ptz) в кварх-хлоритовой матрице. Г – Е - самородное золото (Au⁰) в аншлифах и протолочках (е) кварц-полевошпатовых метасоматитов имеет округлую, шаровидную, каплевидную и прожилковую форму.



Рисунок 4. Флюидные включения в кварце рудных метасоматитов Верхнеамгинского района. А – кристаллофлюидные первичные солевые включения VLS типа. Б, В - первичные газово-жидкие включения VL и VLC типов. Г – псевдо-вторичные включения VL типа. Обозначения: VL – газово-жидкие, VLC – газово-жидкие с углекислотой, VLS – кристалло-флюидные включения. Liq – жидкость (солевой раствор), Cal – кальцит, Руд.ф. – рудная фаза.

Минеральные фазы представлены изотропными светлоокрашенными кубическими кристаллами, вероятно, хлоридами Na/K, и анизотропными светлоокрашенными кристаллами, спектрограммы которых соответствует карбонатам (кальцит, сидерит) (рис. 4 а). Включения диагностированы в отдельных идиоморфных кристаллах и зернах кварца (Qz-1) с вкрапленной сульфидной минерализацией. Температуры гомогенизации (T_{гом.}) VLS включений в среднем составляют 370-390°C, для хлоридных флюидов оценки концентрации солей соответствуют 42-44 мас.% NaCl-экв.

Первичные газово-жидкие включения диагностированы в кварцевых зернах аллотриоморфнозернистого агрегата (Qz-2), цементирующего зерна полевых шпатов, хлоритизированных минералов, карбоната и кварца (Qz-1) рудных метасоматитов (рис. 4 б, в). VL ФВ в составе газовой фазы содержат CO₂ и N₂ (до 4 об.%), содержат микроскопические частицы ксеногенных рудных фаз. Для них получены температуры помогенизации (в жидкость) 310-360 (290-420)°С. Температуры плавления льда (T_{пл.}) соответствуют интервалу -20...-10°С, который отвечает концентрациям солей 14-22,7 мас.% NaCl-экв.. При термометрических экспериментах над первичными VLC ФВ получены T_{гом.} CO₂ - 28-30°С и T_{гом.} 340360°С. По этим данным рассчитаны плотность CO₂ - 0.34 г/ см³ и давление во флюиде - 1150 бар, с использованием про-граммного комплекса FLINCOR.

В кварце (Qz-2) установлены псевдовторичные ФВ VL типа в парагенетической ассоциации с прожилками теллуридов и самородного золота (рис. 4 г). В составе газовой фазы ФВ обнаружен CO₂. Т_{гом.} ФВ варьируют от 210 до 230°C (в жидкость), Т_{пл.} составляет -6...-2°C, концентрации солей соответственно - 3,3-9,2 мас.% NaCl-экв..

Результаты исследования

Мезозойские золоторудные объекты на Алданском щите подразделяют на четыре основных геолого-промышленных типа: эльконский, рябиновский, лебединский и куранахский (Ветлужких и др., 1990, 2002; Казанский, 2004; Кочетков 2006 и др.). Основными критериями классификации являются геолого-структурные особенности (обстановки) формирования, вещественный состав вмещающих оруденение магматических формаций, а также минералого-геохимические особенности рудной минерализации (Кочетков, 2006). Выявленная рудная залеж участка Хатырхай в пределах Верхнеамгинского рудного района приурочена к контакту пластовой интрузии лампрофиров с джаспероидами в доломитах венда и отнесена к лебединскому геолого-промышленному типу оруденения золото-сульфидно-кварцевой формации (Соколов, 2015). Кроме того, в работах наших коллег указаны признаки перспектив выявления золото-медно-порфирового геолого-промышленного типа оруденения на рудном участке (Соколов, 2015; Анисимова, 2017). Полученные нами данные подтверждают полиформационный тип оруденения в пределах Верхнеамгинского района и определяют следующие нововыявленные минералогические и физико-химические особенности золоторудной минерализации и петрографические характеристики вмещающих пород.

Петрографическое и минералогическое изучение мезозойских сиенитов и лампрофиров указывают на общность в минеральном составе пород. Дайки лампрофиров представляют собой тонкозернистую флогопит-полевошпатовую породу с вкрапленниками оливина и клинопироксена – диопсид-геденбергита. Пластовые тела лампрофиров отличаются равномернозернистой структурой, подвержены гидротермально-метасоматическим изменениям (окварцевание, карбонатизация, хлоритизация и т.д.) и содержат рассеянную и прожилковую вкрапленность сульфидов (пирит, халькопирит).

Рудная минерализация кварц-хлорит-полевошпатовых метасоматитов представлена двумя генерациями. Первая генерация представлена сульфидными минералами: пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, молибденитом, буланжеритом и др. За формирование минерализации отвечали высоконцентрированные 44-22 мас.% NaCl-экв. флюидные CO₂±N₂ растворы с ТР параметрами минералообразования 330-400°C и 1150 бар. Вторая генерация представлена золото-теллуридной рудной минерализацией: алтаит, гессит, петцит и самородное золото. Формирование поздней минерализации происходило из низкоконцентрированных 3,3-9,2 мас.% NaCl-экв. флюидных CO₂ растворов при температурах 210-230°C. Необходимо отметить также наличие редкоземельной (монацит-Се) и ториевой (торианит) минерализации в породах Верхнеамгиской площади.

Полученные данные указывают на наличие золото-теллуридного (эпитермального) оруденения в пределах Верхнеамгинского рудного района, характерного для куранхского геолого-промышленного типа (Кочетков, 2006), и увеличивают перспективы потенциальной рудоносности исследуемого золотоносного района на Алданском щите.

Авторы выражают благодарность главному геологу ГУГГП РС (Я) «Якутскгеология» Соколову Е.П. за предоставленный каменный материал для исследований, а также аналитикам АЦ ИГМ СО РАН к.г.-м.н. Карманову Н.С. и инж. Хлестову М.В.. Исследования выполнены в рамках проекта НИР ИГМ СО РАН № 0330-2016-0002.

Список литературы

- Анисимова Г.С. Минералого-геохимические особенности руд Хатырхайского рудного поля Верхнеамгинской площади // Геология и минеральные ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции, 5-7 апреля 2017 г. Якутск: Издательский дом СВФУ. С. 18-23.
- Анисимова Г.С., Зайцев А.И., Соколов Е.П. Rb-Sr систематика пород Верхнеамгинской площади (Ю.Якутия) // Геология и минеральные ресурсы Северо-Востока Азии: материалы Всероссийской научно-практической конференции, 6-8 апреля 2016 г. / отв. Ред. Л.И. Полуфунтикова. – Якутск: Издательский дом СВФУ. С. 19-23.
- Билибин Ю.А. Некоторые интересные черты металлогении Алдана // Избранные труды Ю.А. Билибина в 4-х томах. М: Изд-во АН СССР, 1959. Т. II. С. 344—347.
- Ветлужских В.Г. Золотое оруденение эпохи мезозойской тектоно-магматической активизации Алдано-Становой провинции // Диссертация доктора геолого-минералогических наук. Москва-Якутск, 1990. 325 с.
- Ветлужских В.Г., Казанский В.И., Кочетков А.Я., Яновский В.М. Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 6. С. 467—499.
- Дворник Г.П. Серицит-микроклиновые метасоматиты и золотое оруденение Рябиновского рудного поля (Алданский щит) // Литосфера. 2009. № 2. С. 56-66.
- Дзевановский Ю.К., Ворона И.Д., Лагздина Г.Ю. Геологическая карта южной части Якутской АССР. Ленинградская картабрика ВАГТ, 1972.
- Казанский В.И. Уникальный Центрально-Алданский золото-урановый рудный район (Россия) // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 3. С. 195–211.
- Кочетков А.Я. Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 7. С. 850-864.
- Максимов Е.П. Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита: автореф. дис... .д.г.-м.н. Якутск, 2003.
- Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
- Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М., Мир, 1987, Т.1, 360 с.; Т. 2, 632 с
- Соколов Е.П. Рудное золото Верхнеамгинского золотоносного района/ Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции, 31 марта – 2 апреля 2015 г. / отв. ред. А.Я. Биллер – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2015.С.458-462.
- Соколов Е.П., Анисимова Е.В., Грицан З.Н. и др. Отчет о результатах опережающих геохимических работ масштаба 1:200 000 на территории листов О-51-Х за на площади 6481, 5 кв. км 1996-2000 г.. Книга 1. 2001ф. 158 с.

ПРОБЛЕМА ВЗАИМООТНОШЕНИЙ ФОСКОРИТОВ И КАРБОНАТИТОВ В КОВДОРСКОМ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОМ КОМПЛЕКСЕ

Расс И.Т., Петренко Д.Б. Якушева А.И.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН)

Известно, что карбонатиты, генетически связанные со щелочно-ультраосновными массивами, содержат высокие концентрации редких элементов. До последнего времени их обогащение связывалось с несмесимостью карбонатных и силикатных расплавов на определенной стадии дифференциации последних. Однако, недавние эксперименты (Veksler et al., 2012) показали, что редкие элементы концентрируются в силикатной жидкости по сравнению с карбонатной, но зато, по сравнению с щелочно-силикатной, могут концентрироваться в фосфатном и (или) фторидном расплавах, но не в карбонатном. Вдобавок никто не интересовался последующей эволюцией «карбонатных» расплавов после их отделения от щелочных.

С карбонатитами в щелочно-ультраосновных комплексах нередко тесно связаны так называемые фоскориты – магматические магнетит-апатитовые породы с некоторыми количествами силикатов и карбонатов (Zaitsev A.N., Wall F., 2014). В эталонном Ковдорском комплексе именно с фоскоритами связано магнетит-апатит-редкометальное месторождение. Фоскориты образуют несколько генераций богатых магнетитом апатит-карбонатных пород, ассоциированных с также несколькими генерациями карбонатитов. Мы исследовали Ковдорские фоскориты и карбонатиты последовательно кристаллизовавшихся нескольких генераций. Результаты демонстрируют различные тенденции дифференциации магм, исходных для этих пород, ни одна их которых не является продолжением тренда дифференциации карбонатизированного (и, очевидно, обогащенного фосфором) щелочно-ультраосновного первичного расплава.

Геологические исследования Ковдорского фоскорит-карбонатитового комплекса (Римская-Корсакова, Краснова, 2002) и минералогические исследования подобного комплекса в Финляндии (Lee et al., 2006) позволяют предполагать наличие жидкостной несмесимости между фосфатной (или фосфатно-железистой?) и собственно карбонатной магмами после отделения фосфатно-карбонатной магмы от щелочно-силикатной, при более низких температурах, не намного превышающих ликвидусные температуры кристаллизации собственно карбонатитов. Наши петрохимические данные могут поддержать эту гипотезу.

PROBLEM OF PHOSCORITE-CARBONATITE RELATIONS IN THE KOVDOR ALKALINE-ULTRABASIC COMPLEX

Rass I.T., Petrenko D.B., Yakushev A.I.

Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry (IGEM) RAS

The crustal differentiation of primary magmas that had been derived from mantle material at low-degree partial melting is known to be able produce mineral deposits of such strategically important metals as Zr, Nb, REE, and Sr (Kogarko, 1977; Kogarko et al., 1988, 2015). According to Rayleigh's differentiation model of primary magmas, fractional crystallization in closed systems at more or less constant bulk distribution coefficients of trace elements can be described by the equation $C^{L} = C_0 (M^{L}/M)^{k-1}$, where C_0 is the initial concentration of an element, C^{L} is the concentration of this elements in the liquid phase, k is its bulk distribution coefficient, and (M^L/M) is the degree of differentiation, which is evaluated as the ratio of the weight concentration of the liquid phase to the total mass of the system (McIntire, 1963). Since the distribution coefficients of incompatible elements are very small, $K_{Nb,Zr,La,Ce}$ Ol/silicate melt < 0.0001 (Green, 1994), these elements progressively enrich successive derivatives.

Alkaline ultrabasic complexes containing alkaline rocks that are derivatives of mantle magmas are genetically related to carbonatites, which are characterized by a vast ore-bearing potential. Carbonatites in alkaline–ultramafic complexes are sometimes accompanied by phoscorites, which are plutonic ultramafic rocks, comprising magnetite, apatite, one of silicate minerals (forsterite, phlogopite or tetraferriphlogopite) and often carbonate – calcite or dolomite (Krasnova et al., 2004₁). Key accessories are baddeleyite and pyrochlore. The Kovdor massif is a typical (and one of the most thoroughly studied) ring complexes of alkaline-ultramafic rocks, carbonatites, and phoscorites; it hosts a unique magnetite-apatite-rare-metal deposit. The Kovdor phoscorite-carbonatite ore complex (0.8 x 1.3 km) intrudes the clinopyroxenites and the ijolites-melteigites. Phoscorites consist of several generations of magnetite rich apatite-carbonate ores with forsterite (or phlogopite) associated with also several generations of carbonatites. They form subvertical pipe-like bodies and the carbonatites form a steep-dipping stockwork of veins.

It was thought until lately that the uniquely high concentrations of Nb, Zr, and REE of carbonatites in alkaline-ultrabasic complexes are produced by liquid immiscibility between carbonate and silicate magmas at a high enough degree of differentiation of the primary alkaline ultramafic melts. However, recent experiments aimed at evaluating the distribution coefficients of elements between immiscible silicate magma and magmas of other composition (Veksler et al., 2012) have proved that these elements are preferably concentrated in the silicate liquid compared to the carbonate one and also that these elements can be concentrated in fluoride and phosphate (but not carbonate) melts as compared to the silicate ones. In addition, nobody took an interest in a process of a possible following evolution of the separated "carbonatite" magma.

Since phosphorus is present in the mantle in emounts comparable with those of carbon, a first melt in the carbonated mantle may be represented by carbonate-phosphate liquids (Ryabchikov, Hamilton, 1993). A few experimental studies (starting with Ryabchikov et al., 1989, 1993) testify that silicate and phosphate-carbonate melts are immiscible at high pressures (20-30 kbar) and temperatures 950-1000°C, and the rare-earths and some other trace elements are concentrated in the latter. As carbonatites and phoscorites in the Kovdor complex are doubtedly magmatic rocks, they may be considered as derivatives of mantle melts. Perhaps, it is thus more appropriate to refer to carbonatite magmas that separated from silicate ones as phosphate-carbonate magmas.



Fig.1. Triangular magnetite-apatite-calcite plot for the composition of phoscorites (triangles) and carbonatites (circles)



Fig.2 Trace element concentrations (ppm) in phoscorites $(CaO/(CaO+MgO+Fe_2O_3) < 0.8)$ and carbonatites $(CaO/(CaO+MgO+Fe_2O_3) > 0.8)$





Fig.3. The plots of logarithmic concentrations of pairs of incompatible a) Zr and Y (ppm) and Nb and Y (ppm) in phoscorites (ph) and carbonatites (cb)

We have analyzed fifteen phoscorite and eleven carbonatite samples by XRF and ICP. These rocks crystallized during successive evolutionary stages of the Kovdor phoscorite-carbonatite complex that were distinguished in (Krasnova et al., 2004₂). Their mineral composition is demonstrated in the triangle magnetite-apatite-calcite (fig.1). Complex Ti, Nb, and Zr oxides and minerals of the perovskite, pyrochlore, and ilmenite groups are the principal trace-element concentrators (Chakhmouradian, Williams, 2004; Chakhmouradian, 2006), and the contents of these elements in the phoscorites are higher than in the carbonatites (fig.2). The highest Sr concentrations were found in the calcite carbonatite. The Zr and Nb concentrations in the phoscorites are notably higher than in the coeval carbonatites. The REE concentrations in the rocks of both types are comparable (Rass, Kovalchuk, 2015).

The plots of logarithmic concentrations of pairs of incompatible elements Zr and Y (fig.3a) in these rocks show different evolutionary trends, none of which follows the trends in silicate alkaline-ultrabasic rocks. The plots of logarithmic concentrations of pairs of incompatible elements Nb and La (fig.3b) in these rocks also show two different evolutionary trends. So, the distribution of Zr and Y between the phoscorites and carbonatites or of Nb and La show pronounced partitioning of Zr and Nb into the phoscorites and REE into the carbonatites.

Geological investigations of the Kovdor magnetite-apatite-rare metal deposit (Rimskaya-Korsakova, Krasnova, 2002; Krasnova et al., 2004₂), , and our petrochemical data allow to suppose a possible existence of liquid immiscibility between the phosphate (or phosphate-magnetite?) and carbonatite liquids. The data on pyrochlore zoning in the Sokli phoscorite-carbonatite complex, Finland (Lee et al., 2006) suggest this idea. Our petrochemical data also provide evidence (at the fig. 3) for this hypothesis.

A seeming immiscibility between phosphate and carbonate liquids was first detected in melt inclusions (Andreeva, Kovalenko, 2003) within the likely temperature range of $500 < T < 900^{\circ}$ C. I.A. Andreeva investigated the Mushugai-Khuduk carbonatite complex in Mongolia and documented the relations in melt inclusions in apatite, which can be reasonably interpreted as the result of phosphate-carbonate liquid immiscibility.

The ilmenite-magnetite crystallization temperature, according to (Spencer, Lindsley, 1981), is 647° C at log fO₂ = -18 for the older phoscorite and 474° C for the younger one. Practically all analyzed ilmenite grains couldn't be used to determine the parameters because of their anomalously high concentrations of MgO (up to 25%) or MnO (13.6%). At the Lyulekop deposit in the Palaborwa Complex, South Africa, phoscorites started to be formed, at temperatures of 630–750°C (magnetite–ilmenite and dolomite–calcite thermometry) (Sharygin et al., 2011).

We suppose that the temperature of liquid immiscibility between the phosphate (or phosphate-magnetite?) and carbonatite melts, parental for phoscorites and carbonatites, if it existed, might be lower than that for carbonatite-silicate immiscibility and likely slightly above the solidus temperature of carbonatite magma.

References

- 1. Kogarko L.N. (1977) Genesis of agpaitic magmas. Nauka, Moscow (in Russian).
- Kogarko L.N., Lazutkina L.N., Krigman L.D. (1988) Conditions of Zr concentrating in magmatic processes. Nauka, Moscow (in Russian).
- Rimskaya-Korsakova O.M., Krasnova N.I. (2002) Geology and mineral deposits of the Kovdor Massif, SPgU, St.-Petersburg (in Russian).
- Andreeva I.A., Kovalenko V.I. (2003) Magma compositions and genesis of the rocks of the Mushugai-Khuduk carbonatite-bearing alkaline complex (southern Mongolia): evidence from melt inclusions // Per. Mineral 72, special issue:
- 5. Chakhmouradian A.R., Williams C.T. (2004) Mineralogy of

high-field-strength elements (Ti, Nb, Zr, Ta, Hf) in phoscoritic and carbonatitic rocks of the Kola Peninsula, Russia // Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola alkaline province. Zaitsev A., Wall F. – Eds., 2004: 293-340.

- Chakhmouradian A.R. (2006) High-field-strength elements in carbonatitic rocks: Geochemistry, crystal chemistry and significance for constraining the sources of carbonatites // Chem geol 235: 138-160.
- Green T.H. (1994) Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis – Sedona 16 years later // Chem geol 117: 1-36.
- Kogarko L.N. (2015) Geochemical models of superlarge deposits of strategical metals in alkaline rocks Eastern Fennoscandia). // Alkaline magmatism of the earth and related strategic metal deposits. GEOKHI RAS, Moscow: 58-60.
- Krasnova N.I., Petrov T.G., Balaganskaya E.G., Garcia D., Moutte J., Zaitsev A.N., Wall F. (2004) Introguction to phoscorites: occurrence, composition, nomenclature and petrogenesis. // Zaitsev A.N., Wall F. (eds) Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola alkaline province. Min. Soc. of Great Britain & Ireland, London: 45-74.
- Krasnova N.I., Balaganskaya E.G., Garcia D. (2004₂) Kovdor – classic phoscorites and carbonatites. // Zaitsev A.N., Wall F. (eds) Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola alkaline province. Min. Soc. of Great Britain & Ireland, London: 99-132.
- Lee M.J., Lee J.I., Garcia D., Moutte J., Williams C.T., Wall F., Kim Y. (2006) Pyrochlore chemistry from the Sokli phoscorite-carbonatite complex, Finland: implications for the genesis of phoscorite and carbonatite association // Geochem. J. 40: 1-13.
- MacIntire W.L. (1963) Trace element partition coefficients, a review of theory and application to geology // Geochem. Cosmochem. Acta 27, No. 12: 1209-1264.
- Rass I.T., Kovalchuk E.V. (2015) Phoscorite-Carbonatite relations in the Kovdor complex // Kogarko L.N. (ed) Alkaline magmatism of the earth and related strategic metal deposits. GEOKHI RAS, Moscow: 92-93.
- Rass I.T., Petrenko D.B. (2017) Zirconium and niobium enrichment in the Kovdor carbonatite-phoscorite complex // Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits. Proceedings of XXXIV international conference. Miass, 2017: 197-200.
- 15. Ryabchikov I.D., Baker M, Wyllie P.J. (1989) Phosphate-bearing carbonatite melts in equilibrium with mantle lherzolite at 30 kbar // Geokhimiya 5: 725-729.
- Ryabchikov I.D., Hamilton D.L. (1993) Interaction of carbonate-phosphate melts with mantle peridotites at 20-35 kbar // S.Afr.J.Geol., 96, No.3: 143-148.
- Ryabchikov I.D., Orlova G.P., Senin V.G., Trubkin N.V. (1993) Partitioning of rare earth elements between phosphate-rich carbonatite melts and mantle peridotites // Mineral Petrol 49: 1-12.
- Sharygin V.V., Zhitova L.M., Nigmatulina E.N. (2011) Fairchildite K₂Ca(CO₃) in phoscorites from Phalaborwa, south Africa: the first occurrence in alkaline carbonatite complexes // Geol Geophys 52: 261-275.
- Spencer K.J., Lindsley D.H. (1981) A solution model for coexisting iron-titanium oxides. Amer Mineral 66:1189-1201.
- Veksler I.V., Dorfman A.M., Dulski P, Kamenetsky V.S., Danyushevsky L.V. Jeffries T., Dingwell D.B. (2012) Partitioning of elements between silicate melt and immiscible fluoride, chloride, carbonate, phosphate and sulfate melts, with implications to the origin of natrocarbonatite // Geoch Cosmoch Acta 79: 20-40.

К ПРОБЛЕМЕ ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДЖИДИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ) (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Рипп Г.С., Смирнова О.К., Избродин И.А., Ласточкин Е.И., Рампилов М.О., Посохов В.Ф.

Геологический институт СО РАН, 670047 Улан-Удэ, ул. Сахьяновой ба. e-mail: ripp@gin.bscnet.ru

К числу важных генетических проблем эндогенных месторождений относится установление источников их вещества и флюидов. По данным современных и в том числе изотопных методов исследований характер связей рудных элементов и магматитов, не всегда согласуется с распространенной моделью появления флюидной фазы в результате их фракционной кристаллизации. Они показали, что в образовании месторождений, ассоциирующих с кислыми магматитами, участвовали флюиды и вещество метаморфического, мантийного и метеорного происхождения, а их количественные соотношения и время смешения на каждом конкретном месторождении сильно варьировали. Отделение флюидов происходит и при дистилляции расплава. Кроме того, описаны случаи, когда магматический очаг вызывал рециклинг вод из резервуаров различного происхождения.

Ассоциация оруденения с кислым магматизмом определила тезис существенно корового источника вещества месторождений. Роль мантийного компонента оценивается весьма неопределенно как в отношении конкретных элементов, так и масштабов привноса их в верхний структурный ярус. Это касается, в том числе молибденового и вольфрамового оруденения. Далеко не все гранитные массивы близкие по петрохимическим особенностям сопровождаются редкометальным оруденением. Данные о геохимических особенностях свидетельствуют о том, что содержания молибдена и вольфрама в них, так же, как и многих других элементов, в целом близки к кларковым (Lehmann, 1987; Hua et al., 2007,). В связи с этим было высказано предположение, что рудогенерирующий потенциал гранитных массивов связан в значительной мере с количеством и составом в них летучих компонентов и условиями формирования массивов (Таусон, 1979; Аксюк, 2002; Evensen, 2002; Bonin, 2007; Jiang et.al., 2012 и др.).

Появление редкометалльных рудоносных комплексов, ассоциирующих с кислым магматизмом, связывается с глубокой дифференциацией стандартного гранитного расплава (Raimbault et al., 1995; Breiter, 2012; Gomes, Neiva, 2002), с миграцией элементов в апикальные участки магматической камеры (Коваленко и др., 1984), особыми условиями плавления или источниками вещества (Абушкевич, 2008). В качестве альтернативы рассматривают постмагматические метасоматические процессы, сопровождающиеся перераспределением редких металлов (Беус и др., 1962; Neiva, 2002).

Изотопно-геохимическое изучение молибденовых и молибден-вольфрамовых месторождений Китая (Li et al., 2016, Zheng et al., 2017, Zeng et al., 2015, Zhang et al., 2016), Акчатау, Восточного Коунрада в Казахстане (Li et al., 2016), Канады (Zhang et al., 2016), подтверждает непростой и многообразный механизм рудообразования и показывает важность более детального изучения этой проблемы.

Наиболее крупные рудные районы с молибденовой и вольфрамовой специализацией тяготеют к областям распространения гранитного магматизма. К числу их относится Восточная Сибирь, включающая южное складчатое обрамление Сибирской платформы и Забайкальскую часть Монголо-Охотского складчатого пояса. Важной особенностью юго-западной части Забайкалья, в пределах которого расположено Джидинское рудное поле, является приуроченность к области позднемезозойского рифтогенеза, сопровождавшегося формированием внутриплитных впадин, проявлением обширного базальтового вулканизма. В этот период проявился кислый и щелочной магматизм, сформировались Центрально-Азиатский флюоритоносный пояс (Булнаев, 1981), Западно-Забайкальская карбонатитовая провинция (Рипп и др., 2000), большое количество молибденовых и вольфрамовых проявлений и месторождений. Последние традиционно связывались с гранитами и производными коровых процессов.

Джидинское рудное поле, расположеное в Западном Забайкалье, включает Первомайское молибденовое, Инкурское и Холтосонское вольфрамовые месторождения. Они относятся к числу наиболее крупных объектов России отрабатываемых в течении нескольких десятилетий. Изотопному изучению подверглись граниты Первомайского массива, дайки сиенита на Холтосонском участке и минеральные парагенезисы начальных, рудных и завершающих стадий формирования месторождений.

Первомайское месторождение представлено штокверком разноориентированных молибденитсодержащих прожилков в массиве гранит-порфиров, частично за его пределами во вмещающих породах. Площадь штокверка на поверхности составляет 620х540 м. Он прослежен на глубину 240-250 м. Шток гранитов представляет собой трещинную интрузию, приуроченную к тектонической зоне северо-западного простирания с пологим склонением под вулканогенно-осадочную толщу. В гранитах неравомерно проявлены калишпатизация и грейзенизация. С глубиной интенсивность грейзенизиции падает и породы на глубине около 200 м переходят в биотитовые граниты с повышенной ролью альбита.

Оруденение сосредоточено в молибденитовых и кварц-молибденитовых прожилках. В переменных количествах в них присутствуют флюорит, пирит, калиевый полевой шпат, мусковит, берилл. Мощность прожилков варьирует от долей миллиметра до 10 см, чаще в пределах 9,5-10 мм, протяженность от нескольких сантиметров до десятков метров. Температуры гомогенизации флюидных включений рудоносного кварца варьируют в основном в интервале 240-280 °С, а по (Онтоев, 1974) для начальной стадии превышали 400° С. В апикальной части массива широко представлены слюдяные грейзены, содержащие высокие концентрации флюорита. Участки грейзенизации и молибденитсодержащие прожилки секутся дайками гранит-порфиров, аплитов, сиенитов, кварцевых сиенит-порфиров. Часть молибденитовых прожилков образовалось позднее даек гранит-порфиров.

Инкурское месторождение представлено штокверком разноориентированных кварцевых, кварц-полевошпатовых и кварц-мусковитовых прожилков, содержащих гюбнерит, шеелит, флюорит, берилл, пирит, сфалерит, галенит, сульфосоли висмута и серебра. Прожилки сформированы после даек сиенитов. Они оторочены зонами мусковита, обогащенными флюоритом. Гюбнерит и берилл тяготеют в основном к контактам жил, а сульфиды и карбонаты распространены в центральных зонах. Температуры гомогенизации флюидных включений в кварце варьируют в интервале 200-350 °C.

Холтосонское месторождение расположено в 1 км к юго-западу от Первомайского массива. На его пощади широко распространены дайки сиенитов, сиенито-диоритов, кварцевых сиенитов, щелочных сиенитов. После их внедрения образовались вольфрамоносные жилы. Контакты жил оторочены зоной мусковита. Образовании жил происходило в результате заполнения трещин и сопровождалось околоконтактовыми пиритизацией и грейзенизацией. Среди них выделяются существенно кварц-гюбнеритовые и сульфидно-гюбнеритовые парагенезисы. Минеральный состав их аналогичен прожилкам Инкурского штокверка, характеризуется повышенным количеством сульфидных минералов. В основном это пирит, меньше представлены сфалерит, галенит, халькопирит, сульфосоли висмута. Гюбнерит, берилл и калиевый полевой шпат тяготеют в основном к зальбандовой зоне жил, а сульфиды и карбонаты – к осевой части. В числе редких минералов отмечаются апатит, триплит и карбонаты (родохрозит, анкерит, кальцит, сидерит, доломит). Последние в основном завершают гидротермальный процесс. Температурный интервал формирования рудного парагенезиса по данным термобарогеохимических исследований варьировал от 150 до 350 °С.

Значения δ^{18} О SMOW в кварце из молибденитсодержащих прожилков близок к кварцу из гранитов и несколько более легкий у берилла (4.5-5.3 ‰) и калиевого полевого шпата (3.8-5.4 ‰). Изотопный состав кислорода во флюиде равновесном с мусковитом из грейзена показывает, что в его образовании участвовали флюиды существенно магматического (мантийного) источника (4.3-6.7 ‰), который подтвердился составом водорода в гидроксильной воде ($\delta D = -78.8$ ‰). В минералах из гидротермалитов фиксируется уже присутствие воды метеорного источника (δ^{18} O or -1.7 до 1.2 ‰).

В вольфрамоносных жилах наибольшие значения δ¹⁸O имеет кварц рудного этапа (7-8.9 ‰), изотопно меньше - в слюдах и калиевом полевом шпате (4.8-5.9 ‰), а легкий - в гюбнерите (ниже –0.7 ‰), апатите (1.9-2.6 ‰), триплите (1.1-1.5 ‰), шеелите (1.9 ‰). Различие в изотопных составах обусловлено величинами коэффициентов фракционирования. Разница значений изотопных составов сосуществующих кварца и гюбнерита варьирует в интервале 8.0-9.6‰. Температуры, рассчитанные для этой пары минералов совпадают с температурами, полученными термобарогеохимическими исследованиями и являются свидетельством равновесности минералобразования.

Состав кислорода участвовашего в образовании грейзена, близок к составу флюида магматического происхождения. Это подтверждается анализом водорода из гидроксильной воды мусковита ($\delta D = -84.8$ и -83.3%).

Для сульфидов всех трех месторождений характерна сера с составом лежащим в границах метеоритного стандарта (рис. 1), а для сосуществующих минералов вполне определенно отмечается изотопная равновесность. В карбонатных минералах изотопные составы кислорода и углерода (рис. 2) ложатся в квадрат PIC. Наиболее легкий состав этих элементов присутствует в кальците, выделившемся на завершающем этапе рудообразования.

Обсуждение

Особенностью гранитов Первомайского массива является обогащенность легким кислородом. Кислород валовых проб даек биотитового сиенита также характеризуется деплетированностью тяжелым изотопом. В обоих случаях значения δ180 варьируют от 2.9 до 5.8‰.. Известные достаточно многочисленные данные по изотопному составу этого элемента в разновозрастных массивах гранитов и сиенитов Западного Забайка-

лья (Wickham et al., 1996; Littvinovsky et a., 2011; Цыганков, 2014) и других регионов (Yang et al., 2017), имеют существенно более тяжелый кислород. Значения δ^{18} О в валовых пробах и кварцах в них варьируют в основном в интервале 10-14 ‰. При этом на территории Западного Забайкалья отмечается тенденция облегчения кислорода (до 6-8 ‰ в массивах более молодого возраста (Wickham et al., 1996; Цыганков, 2014).Такая облегченность зафиксирована в массивах сопровождающихся молибденовым оруденением (участок Харитоновский, месторождение Жарчиха). Как и в случае с Первомайским штоком, для указанных месторождений согласно (Hoefs, 2009) можно предполагать варианты участия глубинного кислорода в формировании гранитов, образования за счет базитовых пород или пород проработанных метеорными водами.

Специфика месторождений Джиднского рудного поля определилась участием в их образовании компонентов мантийного происхождения. Изотопный состав сульфидной серы всех трех месторождений лежит в интервале значений характерных для мантийного источника (рис. 1). Они контрастно отличаются от мелких проявлений и месторождений, в которых сера имеет значения корового источника с вариацией δ^{34} S от +5 до 13 ‰. Мантийные значения серы имеют сульфиды наиболее крупных месторождений (Булуктаевское, Бом Горхонское, Мало Ойногорское, Орекитканское).

Также как и сульфидная сера, величины δ^{18} О и δ^{13} С в карбонатных минералах Джидинского рудного поля близкие к карбонатитам и, лежащие в пределах квадрата РІС (рис. 2), предполагают мантийное происхождение углекислоты. В границах близких к величинам глубинного источника расположены значения δ^{18} О и δ D в мусковитах из грейзенов. Низкие величины первичных стронциевых отношений и положительные значения єNd по (Чернышев, 1998) предполагают либо непосредственное поступление из мантийного резервуара, либо вовлечение в процесс переработки пород базитового состава нижней коры, деплетированных в отношении U и Th.

При сравнении изотопного состава кислорода постмагматических образований Первомайского и Холтосонского месторождений (рис. 3) отчетливо фиксируется гетерогенность вольфрамового этапа, а жильный кварц и полевой шпат последнего больше обогащен тяжелым изотопом.

Гюбнериты месторождений Джидинского рудного поля характеризуются резкой обогащенностью легким кислородом, лежащим в основном в области отрицательных значений δ^{18} O. Такие значения имеют гюбнериты Булуктаевского молибден-вольфрамового месторождения в Джидинском рудном районе, выше значения в вольфрамитах Бом Горхонского (1.1-2.3 ‰), Букукинского (2.6 ‰), Антоновогорского (2.7-3.7 ‰) месторождений. Изотопно утяжелены (2.7-5.3 ‰) вольфрамиты месторождения Акчатау в Центральном Казахстане (Бастраков и др., 1989). Деплетированость тяжелым кислородом вольфрамитов относительно других минералов согласуется с известными коэффициентами фракционирования. Надо полагать, что легкий кислород в триплите, шеелите, апатите также обусловлен процессами фракционирования. Расчеты состава кислорода флюидов равновесных с минералами гидротермальных стадий как молибденового так и вольфрамового этапов (рис. 4) показывает, что в процесс рудообразования был вовлечен флюид метеорного источника. Глубинный флюид по расчетным данным и деплетированности дейтерием воды в слюдах доминировал на начальной стадии формированя (грейзенов) месторождений.

Геохимические исследования пород выполнены при финансовой поддержке РФФИ 16-05-01041, изотопные исследования за счет средств РФФИ 17- 05-00129.



Рис. 1. Изотопный состав сульфидной серы в минералах месторождений Джидинского рудного поля.



Рис. 2. Изотопные составы кислорода и углерода в карбонатитах Холтосонского месторождения. Квадрат PIC область магматической углекислоты по (Taylor et. al., 1967). 1 — анкерит; 2 — родохрозит; 3 — кальцит.



Рис. 3. Интервалы значений изотопного состава кислорода в минералах Первомайского и Холтосонского месторождений. Затенена полоса магматического (мантийного) кислорода.



Рис. 4. Интервалы значений изотопного состава кислорода во флюидах равновесных с минералами. Затемненная зона – область значений магматической воды. Расчеты проведены по (Zheng, 1992; Zheng, 1993a, 1993b). Линейка в верхней части рисунка – границы величин бD магматического источника. Круги – значения бD гидротермальной воды в мусковитах.

Список литературы

- Абушкевич Е.А. (2008) Петролого-геохимическая модель формирования редкометальных литий-фтористых гранитов Шумиловского интрузива. Автореферат дис. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. Москва. (25 с).
- Аксюк А.М. (2002) Экспериментально-обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах. Петрология 10(6), 628–642.
- Бастраков В.Н., Дубинина Е.О., Суворова В.А. (1989) Температурный режим рудообразования на редкометальном месторождении Акчатау (Центральный Казахстан) по изотопно-кислородным данным. XII Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. М.: Тезисы докладов. 204-206.
- Беус А.А., Северов А.С., Ситин А.А., Субботин К.Д. (1962) Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР, 193 с.
- Булнаев К.Б. (1981) Особенности образования и размещения флюоритовых формаций Забайкалья. Эволюция эндогенных процессов и оруденения в Забайкалье. Улан-Удэ, БФ. СО РАН, 101-109.
- Коваленко В.И., Антипин В.С., Коваленко Н.И. (1984) Коэффициенты распределения фтора в магматических породах. Геохимия (3), 331-351.
- Онтоев Д.О. (1974) Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М.: Наука, 244 с.
- Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О. (2000) Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. Улан-Удэ, 232 с.
- Таусон Л.В. (1977) Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 36 с.
- Цыганков А.А. (2014) Позднемезозойские гранитоиды Западного Забайкалья, последовательность формирования, источники магм, геодинамика. Геология и геофизика 55(2), 197-227.
- Чернышев И.В., Гольцман Ю.В., Баирова Э.В., Иванова Г.Ф. (1998) Rb-Sr геохронология процессов последовательного формирования гранитов, грейзенизации и гидротермальной минерализации: Джидинское W-Mo месторождение, Западное Забайкалье. Доклады АН 360(4), 537-740.
- Bonin, B., (2007) A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. Lithos 97, 1–27.
- Breiter, K., (2012) Nearly contemporaneous evolution of the A-and S-type fractionated granites in the Krušné hory/ Erzgebirge Mts., Central Europe. Lithos 151, 105–121.
- Gomes, M., Neiva, A., (2002) Petrogenesis of tin-bearing granites from Ervedosa, northern Portugal: The importance ofmagmatic processes. Chemie der Erde-Geochemistry 62(1), 47–72.

- 15. Hoefs J., (2009) Stable Isotope Geochemistry. Springer, 295 P.
- Jiang, Y.-H., Liu, Z., Jia, R.-Y., Liao, S.-Y., Zhou, Q., Zhao, P., (2012) Miocene potassic granite–syenite granite–syenite association in western Tibetan Plateau: Implications for shoshonitic and high Ba–Sr granite genesis. Lithos 134– 135, 146-162.
- Lehmann D (1987) Principles of spatial analysis. In: A. Gevins and A. Remond (eds): Handbook of Electroencephalography and Clinical Neurophysiology, Vol. 1: Methods of Analysis of Brain Electrical and Magnetic Signals. Elsevier, Amsterdam. 309-354.
- Li G.M., Cao M., Qin K., Evans N.J., Hollings P., Seitmuratova E.Y. (2016a) Geochronology, petrogenesis and tectonic settings of pre- and syn-ore granites from the W-Mo deposits (East Kounrad, Zhanet and Akshatau), Central Kazakhstan. Lithos 252–253, 16-31.
- Li X., Huang C., Wang C., Wang L. (20166) Genesis of the Huangshaping W–Mo–Cu–Pb–Zn polymetallic deposit in Southeastern Hunan Province, China: Constraints from fluid inclusions, trace elements, and isotopes. Ore Geology Reviews 79, 1–25.
- Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y. (2011) The Late Paleozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia). Lithos 125, 845-874.
- Neiva, A. (2002) Portuguese granites associated with Sn-W and Au mineralizations. Bulletin-Geological Society of Finland 74, 79–101.
- Raimbault L., Cuney M., Azencott C., Duthou J., Joron J.L. (1995) Geochemical evidence for a multistage magmatic genesis of Ta-Sn-Li mineralization in the granite at Beauvoir, French Massif Central. Economic Geology 90, 548–576.
- Wickham S.M., Alberts A.D., Zanvilevich A.N., Litvinovsky B.A., Bindeman J.N. and Schanble E.A. (1996) A stable Isotope Study of Anorogenic Magmatism in East Central Asia. Petrology 37(5), 1063-1095.
- Zeng Q-D., Sun Y, Chu S-X, Duan X-X, Liu J. (2015) Geochemistry and geochronology of the Dongshanwan porphyry Mo–W deposit, Northeast China: Implications for the Late Jurassic tectonic setting. Journal of Asian Earth Sciences 97, 472-485.
- Zhang W., Lentz D.R., Thorne K.G., McFarlane C. (2016) Geochemical characteristics of biotite from felsic intrusive rocks around the Sisson Brook W–Mo–Cu deposit, westcentral New Brunswick: An indicator of halogen and oxygen fugacity of magmatic systems. Ore Geology Reviews 77, September, 82–96.
- 26. Zheng Y., Cai X., Ding, Z., Cawood P.A., Yue S. (2017) Geology, geochronology and isotopic geochemistry of the Xiaoliugou W-Mo ore field in the Qilian Orogen, NW China: Case study of a skarn system formed during continental collision. Ore Geology Reviews 81 Part 2, 575–586.

БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ КИМБЕРЛИТОВ НА ЗАКРЫТЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

Салихов Р.Ф., Иванюшина Е.Н.

АК «АЛРОСА» (ПАО), SalikhovRF@alrosa.ru

Алакит-Мархинское кимберлитовое поле (АМКП) размещается на юго-западе Далдыно-Алакитского алмазоносного района (ДААР) Якутской алмазоносной провинции Сибирской платформы. Интрузии базитов в пределах АМКП широко распространены, занимая 32% его площади. Они образуют секущие и пластовые (силлы) интрузии, дайки, внедрившиеся в породы верхнего и нижнего палеозоя. Внедрение магмы происходило многократно, часто по одним и тем же зонам разломов.

В ходе петрохимического и петрофизического специализированного изучения было установлено, что базиты района можно разделить на три группы, соответствующие трём самостоятельным фазам внедрения. Сопоставительный статистический анализ химического состава фаз с существующими магматическими комплексами позволил установить, что интрузивные породы первой фазы коррелируются с породами оленек-велингнинского, второй фазы - с породами катангского комплекса, а третьей – кузьмовского комплексов.

Магматиты всех трёх магматических комплекса различаются содержанием титана, суммарного железа, калия и фосфора. Расплав, сформировавший породы катангского комплекса, оказался богаче калием и кремнекислотой, а кузьмовского - имел максимальную титанистость, щёлочность и железистость. Значимые различия между породами разных магматических комплексов устанавливаются по петрофизическим параметрам.

Необходимость отнесения проявлений базитового магматизма к определённому магматическому комплексу определяется различной прогностической ролью последних по отношению к проявлениям кимберлитового магматизма. Для интрузий катангского и кузьмовского комплексов выражен контроль разрывными нарушениями. Магмы катангского и кузьмовского комплексов, залечивая тектонические нарушения, в т.ч. и кимберлитоконтролирующие, позволяют картировать их сквозь перекрывающий комплекс позднепалеозойских отложений и бронирующих долеритов оленёк-велингнинского комплекса. Силлы долеритов кузьмовского комплекса часто оказывают значительное динамическое влияние на окружающие породы с отторжением огромных блоков вмещающих пород и кимберлитов и создают серьёзные помехи при поисках кимберлитов. С другой стороны, базиты кузьмовского комплекса, в отличии от пород двух других комплексов, создают отрицательные и слабоположительные магнитные поля ΔΤ,, что позволяет их на фоне выявить магнитные аномалии от кимберлитовых трубок.

Основные петрологические особенности магматических комплексов базитового состава на площади района определили специфику их картирования. К этим особенностям относятся, доминирование субпластовой морфологии интрузий, многоэтажность в их распределении по геологическому разрезу, близость петрофизических характеристик. В этих условиях картирование интрузивных базитовых комплексов возможно лишь при совместном применении результатов геологических наблюдений в опорных обнажениях с использованием результатов классификации геофизических полей, прежде всего, магнитного, в современных компьютерных системах интерпретации. В опорных обнажениях на основе петрохимических и петрофизических данных определяется принадлежность интрузии к конкретному магматическому базитовому комплексу. Контур площади развития идентифицированной интрузии картируется по ареалу развития определённых таксонов, полученных по классификации магнитного поля в программе Соscad на участке опорного обнажения.

Для отнесения к трём из картируемых на площади АМКП базитовых комплексов авторы использовали, в основном, петрохимические показатели содержаний породообразующих окислов на основе разработанных дискриминационных правил. Правила составлены на результатах средних содержаний петрокомпонентов в базитах района с учётом их дисперсий. Базовым условием являлось содержание TiO₂, при невозможности определения комплексной принадлежности по нему, дополнительно привлекались содержания по другим окислам.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: базиты, геологическое картирование, кимберлиты, Якутия

BASITE MAGMATISM AND FORECASTING OF KIMBERLITE OCCURENCE IN CLOSED AREAS

by Salikhov R.F., Ivanyushina E.N.

«ALROSA JSC» (Public Company)

6, Lenina str., Mirny, 678175, Republic of Sakha (Yakutia), Russian Federation, e-mail: SalikhovRF@alrosa.ru

The Alakit-Markha kimberlite field (AMKF) is located in the southwest of Daldyno-Alakitsky diamondiferous region (DADR) of the Yakutian diamondiferous province of the Siberian platform. Basite intrusions within the AMKF are widely spread, occupying 32% of its area. They form intersecting and tabular (sills) bodies, dykes, intruded into the Upper and Lower Paleozoic rocks. Magma intrusion occurred iteratively, quite often along the same fracture zones.

In the course of petrochemical and petrophysical special-purpose studies it was ascertained that the DADR basites can be divided into three groups corresponding to the three independent intrusion phases. The comparative statistical analysis of the phases chemical composition allowed to find out that the first phase intrusive rocks correlate with the Olenek-Velingninsky complex rocks, the second phase rocks - with the Katangsky complex rocks and the third phase rocks – with the Kuzmovsky complex rocks.

Magmatites of all the three magmatic complexes differ in titanium, total iron, potassium and phosphorus content. The melt that had formed the Katangsky complex rocks appeared to be richer in potassium (K) and silicon dioxide (SiO₂), while the melt of the Kuzmovsky complex rocks could be characterized by maximum titanium and total iron contents, as well as hyperalkalinity. Significant differences of various magmatic complexes rocks have been determined by petrophysical parameters.

The necessity of relating basite magmatism manifestations to the certain magmatic complex is determined by a different prognostic role of the last ones with respect to kimberlite magmatism manifestations. As for Katangsky and Kuzmovsky complexes intrusions the control is conveyed by break-in-continuity dislocations. The Katangsky and Kuzmovsky complexes magmas healing tectonic dislocations (including kimberlite-controlling ones) allow mapping them through the overlapping Lower Paleozoic sediments complex and Olenek-Velingninsky armouring dolerites complex. The Kuzmovsky complex dolerite sills often render considerable dynamic influence on surrounding rocks detaching enormous blocks of host and kimberlite rocks and create serious hindrances in the course of kimberlite prospecting. On the other hand the Kuzmovsky complex basites unlike two other complexes rocks generate negative and weak positive magnetic fields $\Delta T_{a'}$ that allows exposing magnetic anomalies of kimberlite pipes on their background.

The basic petrological features of basite composition magmatic complexes in the region area defined their mapping specificity. To these features referred are prevalence of intrusion substratal morphology, many-storeyedness of their distribution along a geological section, similarity of petrophysical features. In these circumstances intrusive basite complexes mapping is possible only when jointly applying the results of geological observations in key exposures and the results of geophysical fields classification, foremost magnetic fields classification using modern computer interpretation systems. In the key exposures intrusion belonging to a concrete magmatic basite complex is determined on the basis of rocks chemical and physical data. The outline of the identified intrusion development area is mapped according to the development area of certain taxons got by means of magnetic field classification in the key exposure area made in Coscad program.

While ascribing rocks to this or that basite complex being mapped within the AMKF area the authors have basically used petrochemical indices of rock-forming oxides contents that had been developed on the basis of the discriminatory guidelines. The guidelines were laid down coming out of the medium petrocomponents content in local basites having regard to their dispersions. The main criterion was TiO₂ content. But when it was impossible of determine the rock complex correlation by this criterion, the other oxides contents were additionally used.

Keywords: basites, geologic mapping, kimberlites, Yakutia

Алакит-Мархинское кимберлитовое поле (АМКП) размещается в юго-западной части Далдыно-Алакитского алмазоносного района (ДААР) Якутской алмазоносной провинции Сибирской платформы. Кимберлитовмещающий цоколь в районе представлен венд-нижнепалеозойским структурным ярусом. Перекрывающий комплекс формируют терригенные и вулканогенные образования позднепалеозойско-раннемезозойского структурного яруса. Интрузии базитов в пределах АМКП широко распространены, занимая около 900 км² его площади (32%). Они образуют секущие и пластовые (силлы) интрузии, дайки, внедрившиеся в терригенные каменноугольно-пермские образования и карбонатные породы нижнего палеозоя.

Базитовый магматизм Сибирской платформы характеризуется сложностью состава и многообразием форм проявления. Начиная с позднего палеозоя, магматическая активизация платформы связана с формированием трапповых синеклиз, по периферии которых закладывались глубоко проникающие зоны разломов, игравшие роль магмоподводящих каналов для проявлений базитового магматизма. Алакит-Мархинское кимберлитовое поле располагается на площади одной из таких зон, Вилюйско-Котуйской, проходящей вдоль северо-восточного борта Тунгусской синеклизы.

Внедрение магмы происходило многократно, часто по одним и тем же зонам разломов. Пульсирующий характер магматизма обусловил многостадийность его в пространстве и во времени, различия в химизме. Базитовый магматизм начался с эксплозивной деятельности, с формированием туфогенной толщи (алакитская свита). В меньших масштабах проявился эффузивный тип магматизма, выразившийся в образовании относительно незначительных по объёмам покровов базальтов чичиканской свиты (Салихов, 2005).

Единая точка зрения по классификации интрузий базитов в исследуемом регионе на данный момент отсутствует. Ранее установлено, что базитовые расплавы, последовательно внедрявшиеся в пределах одной геологической структуры и одного тектономагматического цикла, имеют свойственные только им геохимические нюансы, заложенные в момент магмогенерации и сохранённые в процессе эволюционных преобразований (Виленский, Олейников, 1970; Макаров, 1986). Они не зависят от размаха внутрикамерной дифференциации в интрузивах, характера преобразования магматического расплава в ходе глубинного фракционирования на пути в современную камеру и могут быть использованы для классификации базитов различных фаз (этапов) внедрения.

В ходе многолетнего выполнения петрохимического и петрофизического специализированного изучения базитов восточного борта Тунгусской синеклизы, куда входит и территория АМКП, было установлено, что базиты этого района могут быть разделены на три группы, соответствующие трём самостоятельным фазам внедрения. Группы значимо различаются по петро- и геохимическим, а также петрофизическим характеристикам (Ивлиев и др., 1987; Олейников и др., 1973; Томшин и др., 2001). На основе полученных новых сведений была предложена уточнённая рабочая схема расчленения основных интрузивов восточного борта Тунгусской синеклизы (Томшин и др., 2001). Своё дальнейшее развитие она получила в работе (Мишенин, 2002), в которой по данным статистического анализа петрохимических и петромагнитных анализов и их сопоставления установлено, что среди базитов района выделяется не менее пяти обобщённых групп трапповых пород.

Вместе с тем, согласно инструктивным требованиям по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 и Петрографическому кодексу (1995 г.), основной картируемой единицей для нестратифицированных магматических образований является магматический комплекс. Противоречия между утверждёнными схемами базитового магматизма Верхневилюйской серии листов и вышеуказанной рабочей схемой (Мишенин, 2002; Томшин и др., 2001) во многом определяются пограничным в геоструктурном плане положением площади АМКП (северо-восточная окраина Тунгусской синеклизы). Для преодоления противоречий между двумя схемами, автором было выполнено сравнение магматических пород в составе фаз внедрения по схеме (Томшин и др., 2001) с однотипными магматитами в интрузивных комплексах, выделяемых по обрамлению площади района. Обязательным при сравнении являлся и учёт положения (ранний, средний, поздний) в общей последовательности становления магматических образований по обеим схемам.

Базисными постулатами при проведении такого сравнения были следующие:

 выделенные ранее комплексы базитов (Лурье и др., 1962, 1973; Мащак и др., 1967) в целом отражают общую последовательность и эволюцию базитового магматизма района как пульсационную этапность (фазность) внедрения эволюционирующего расплава из единого глубинного источника в течение сравнительно короткого периода времени;

 базитовый расплав одного и того же комплекса по (Лурье и др., 1962, 1973) может внедряться на различных гипсометрических уровнях в земной коре, с образованием дифференцированных и недифференцированных интрузий в зависимости от мощности тела и времени застывания, с формированием широкой гаммы магматических пород, различающихся по петрографическим и петрофизическим признакам;

 петро- и геохимические нюансы, заложенные в момент магмогенерации, сохраняются в процессе эволюционных преобразований и могут быть использованы для классификации базитов различных фаз (этапов) внедрения и корреляции с ранее выделенными комплексами.

На основе выбранной триады критериев – средние содержания главных петрокомпонентов, их дисперсии и положение в общей последовательности, - был проведён сравнительный статистический анализ (табл. 1). Он позволил установить, что интрузивные породы первой фазы по схеме (Томшин и др., 2001) достаточно уверенно коррелируются с базитами оленек-велингнинского, второй фазы - с породами катангского комплекса, а третьей – кузьмовского комплексов. Проведенный анализ позволяет определить эволюцию интрузивного базитового магматизма в районе, как последовательность становления трёх позднепермских-раннетриасовых интрузивных комплексов – оленёк-велингнинского габбродолеритов и такситовых долеритов, катангского долеритового и кузьмовского комплекса феррогаббро-долеритового.

Магматиты всех трёх магматических комплекса различаются содержанием титана, суммарного железа, калия и фосфора (табл. 2). Причём, если интрузии оленёк-велингнинского комплекса соответствует по своим петрохимическим параметрам среднему долериту (Кутолин, 1972), то два других заметно от него отличаются. Расплав, сформировавший магматиты катангского комплекса, оказался богаче калием и кремнекислотой, а кузьмовского - имел максимальную титанистость, щёлочность и железистость.

Петрохимическое родство всех базитов района определяется по направленности эволюции расплавов, их породивших. Петрохимические показатели общей кислотности и щёлочности Л. С. Бородина показывают, что большая часть основных пород района является производными низкокалиевых толеитовых магм, в процессе глубинной и внутрикамерной дифференциации на поздних стадиях эволюционировавших в сторону известково-щелочной группы серий расплавов (табл. 2). К продуктам данной серии относятся преимущественно породы кузьмовского комплекса, а также часть эксплозивных туфов. Геохимическое сходство всех пород основного состава в районе определяется, с одной стороны, повышенными концентрациями, а с другой - дефицитностью в них одних и тех же микроэлементов (Томшин и др., 2001).

По петрологическим, петро- и геохимическим критериям все интрузивные образования района относятся к толеит-долеритовой формации (Восточная..., 2002).

Значимые различия между породами разных магматических комплексов устанавливаются по петрофизическим параметрам (Мишенин, 2002; Томшин и др., 2001). При этом различные петрофизические характеристики обладают разной чувствительностью к особенностям пород того или иного комплекса. Магматиты оленёк-велингнинского комплекса характеризуется повышенной остаточной намагниченностью Q и идеальной остаточной намагниченностью Ii, высоким отношением остаточной намагниченности насыщения к модулю намагниченности насыщения Irs/Is. Породы катангского комплекса имеют пониженные плотность, магнитную восприимчивость, начальную магнитную восприимчивость χ, идеальную намагниченность Ii и повышенное отношение остаточной коэрцитивной силы к её полному модулю Hcr/Hc. Для пород кузьмовского комплекса внедрения зафиксированы чётко проявленная обратная намагниченность, низкие фактор Q, остаточная коэрцитивная сила Hcr и её модуль Hc, максимальные значения магнитной восприимчивости χ .

Таблица 1

		_		_	-		_	_										
ВБ	Oвр-Кр	Oвр-Кр	Oвр-Kyp	Oвр-Kyp	Kp-Kyp	Kp-Kyp	Овр-Тф	Овр-Тф	Кр-Тф	Кр-Тф	Кур-Тф	Кур-Тф	OBp-IO4	Кр-Юч	Кур-Юч	Рвр-Чч	Кр-Чч	Кур-Чч
КР	C	Φ	C	Φ	C	Φ	C	Φ	C	Φ	С	Φ	C	С	C	C	C	С
SiO ₂	Н	Н		Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н		Н	Н		Н
TiO ₂	Н		Н		Н		Н				Н			Н	Н		Н	
Al ₂ O ₃			Н		Н			Н	Н	Н		Н						
Fe ₂ O ₃	Н	Н	Н		Н	Н		Н		Н	Н	Н	Н	Н		Н	Н	Н
FeO	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н		Н	Н		Н	
Fe ₂ O ₃	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н						Н		Н			Н
MnO					Н			Н	Н	Н		Н						
MgO			Н		Н		Н	Н	Н	Н		Н	Н	Н	Н	Н	Н	
CaO		Н	Н		Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н		Н		
Na ₂ O	Н		Н		Н										Н			Н
K ₂ O			Н				Н		Н							Н	Н	
P ₂ O ₅			Н										Н	Н	Н	Н	Н	Н

Сравнение средних и дисперсий распределения основных окислов в базитах района

Примечание: 1. ВБ – выборки, КР – критерии. 2. Долериты комплексов: Овр - оленёк-велингнинского (Мащак и др. 1967), Кр – катангского и Кур – кузьмовского (Геологические..., 1974). 3. Долериты, долеритобазальты свит: Юч – южночунской, Чч – чичиканской. Тф – туфы алакитской свиты. 4. С - проверка по t-распределению Стьюденда, Ф - сравнение выборок по критерию Фишера. 5. «Н» - гипотезы о равенстве отвергаются при доверительной вероятности 0,999 для средних и 0,99 для дисперсий.

Таблица 2

		- p •		P -			T T	P -	<u>_</u> • • • • • • • •		p			
Порода	Д	Гп	Фгд	Тф	Мд	Д	Гд	Мд	Д	Гд	Фгд	Туф	Д	Д
К_С	OB	OB	OB	Кт	Кт	Кт	Кт	Ку	Ку	Ку	Ку	АЛ	ЮЧ	ЧЧ
N	134	6	13	8	13	171	4	6	88	18	35	53	14	10
SiO ₂	48,00	50,43	49,23	55,01	49,69	49,52	47,90	48,24	48,48	47,48	48,53	51,42	50,31	50,41
TiO ₂	1,51	1,71	2,30	1,02	1,15	1,10	1,19	2,01	2,30	2,09	2,87	0,96	1,21	1,18
Al ₂ O3	15,16	14,39	14,31	14,14	15,40	15,08	15,13	14,27	13,68	14,32	12,54	14,33	14,93	15,07
Fe ₂ O ₃	4,42	3,74	5,94	3,65	2,78	3,74	4,33	2,84	3,23	4,59	4,57	4,28	2,32	1,51
FeO	8,56	7,14	9,62	4,46	8,41	7,45	7,13	11,16	11,61	9,95	12,11	5,86	9,53	10,38
Fe ₂ O ₃	12,99	10,88	15,56	8,12	11,20	11,19	11,45	14,00	14,84	14,54	16,67	10,24	11,85	11,90
MnO	0,21	0,17	0,23	0,12	0,17	0,18	0,19	0,21	0,23	0,20	0,26	0,16	0,18	0,18
MgO	7,10	5,92	3,89	5,97	7,10	7,53	7,60	5,75	5,34	6,55	4,06	6,39	6,79	6,69
CaO	10,98	11,66	9,89	5,24	10,42	11,12	13,06	10,01	9,60	10,44	9,09	8,00	10,23	10,38
Na ₂ O	2,16	2,59	2,56	2,18	2,09	2,03	2,00	2,45	2,52	2,41	2,61	2,21	1,97	2,06
K ₂ O	0,65	0,48	1,00	1,83	0,69	0,75	0,52	1,17	0,94	0,77	1,14	1,08	0,70	0,81
P ₂ O ₅	0,36	0,94	0,31	1,58	0,14	0,32	0,13	0,21	0,29	0,23	0,44	0,27	0,13	0,14
SO ₃	0,06			0,17	0,08	0,09		0,15	0,14		0,13	0,51	0,01	0,01
H ₂ O	0,51	0,39		1,81	1,20	0,67		1,23	0,75	0,42	0,66	2,66	0,74	0,37
CO ₂	0,22	0,30	0,09	0,79	0,29	0,28		0,02	0,20	0,10	0,26	0,25	0,01	0,01
S _{sum}	0,05	0,05	0,05	0,04	0,02	0,05			0,09	0,06	0,09	0,12		
F	0,03	0,07	0,04	0,10	0,03	0,04			0,06	0,00	0,06			
PPP	0,49			3,88	0,83	0,48	0,52	1,31	1,30	0,91	1,39	3,87	0,76	0,53
Sum	98,91	99,95	99,90	99,60	99,62	99,67	99,24	99,91	99,77	98,47	99,65	99,91	99,78	99,73
KΦ	64,55	63,05	79,88	57,66	61,15	59,43	59,65	70,88	73,37	68,94	80,39	44,34	63,38	63,83
SI	31,09	30,57	17,03	32,40	33,68	35,14	35,57	24,65	22,77	26,98	16,60	41,03	32,01	31,32
d	1,57	1,26	2,03	1,34	1,15	1,18	1,29	2,50	2,19	2,26	2,54	33,13	35,74	34,97
AC	0,67	0,73	0,73	0,99	0,71	0,70	0,64	0,67	0,70	0,66	0,72	0,86	0,73	0,71
SHM	0,43	0,45	0,60	1,26	0,45	0,42	0,33	0,58	0,60	0,51	0,68	0,74	0,44	0,46

Средние составы и петрохимические коэффициенты пород основного состава района

Примечание: 1. Породы: Гп - габбро-пегматиты, Д - долериты, Фгд - феррогаббродолериты (от феррогабро до ферродолерита), Гд - габбро-долериты, Мд - микродолериты, Тф – туффизиты, Туф - туфы. 2. К_С – комплексы и свиты: ОВ - оленек-велингнинский, Кт - катангский, Ку – кузьмовский, АЛ – алакитская и южночунская нерасчлененные, ЮЧ – южночунская, ЧЧ – чичиканская. 3. N – число анализов. 5. Содержания окислов в вес. % (по материалам производственных отчётов Амакинской ГРЭ, (Томшин и др., 2001)). 4. Петрохимические коэффициенты: КФ – фракционирования Л. Уэйджера и В. Дира, SI - затвердевания Х. Куно, d - сериальные А. Ритмана, АС и SHM - сериальные общей кислотности и щелочности Л. С. Бородина

Таблица 3

Дискриминационные правила отнесения к магматическим комплексам базитов

	Содержания оксидов, вес. %									
Комплекс	TiO	2	Fe ₂ O ₃	сумм.		MgO	Na ₂ O			
	ОТ	до	ОТ	до	ОТ	до	ОТ	до		
βT ₁ ov	1,22	1,83	11,31	14,86	6,04	7,98	1,75	2,57		
$\beta T_1 kt$	0,91	1,34	9,51	12,8	6,14	8,64	1,72	2,31		
$\beta T_1 kz$	1,68	2,34	12,67	14,71	5,44	6,7	2,32	2,65		
	если <1,22	$=\beta T_1 kt$	если <11,	$31 = \beta T_1 kt$	если <	$6,04 = \beta T_1 kz$	если > 2,57 = $\beta T_1 kz$			
Дискриминационные правила	если > 1,83	$=\beta T_1 kz$	если > 12 или ($\beta = \beta T_1 \text{ov}$ $\beta T_1 \text{kz}$	если > 6,	$7 = \beta T_1 \text{оv или}$ $\beta T_1 \text{kt}$				
	если >1,34 = βТ ₁	и < 1,68 ov	если > 14	$,7 = \beta T_1 \text{ov}$	если >	$7,98 = \beta T_1 kt$				

Примечание: магматические комплексы базитов: $\beta T_1 ov - оленёк-велингнинский; <math>\beta T_1 kt$ - катангский; $\beta T_1 kz$ - кузьмовский.

Необходимость отнесения проявлений базитового магматизма к определённому магматическому комплексу определяется различной прогностической ролью последних по отношению к проявлениям кимберлитового магматизма. Базиты оленёк-велингнинского комплекса слагают многоступенчатые силлы и интрузии долеритов секущей формы. Они установлены сегодня на различных глубинах, в основном же «бронируют» примерно треть водоразделов района, перекрывая все более древние комплексы пород, включая кимберлиты.

Интрузивные тела катангского комплекса занимают разное гипсометрическое положение. С одной стороны, они повсеместно интрудируют верхнепалеозойские терригенные осадки, а с другой - приурочены к субгоризонтально залегающей кровле нижнего палеозоя; часто отрывают и «задирают» блоки карбонатных пород, а иногда и кимберлитов (Никулин и др., 1987). Размах деформирующего влияния этих силлов бывает довольно значительным. Следует отметить тот факт, что подобные силлы очень чутко реагируют на любые неровности рельефа нижнепалеозойского кимберлитовмещающего основания, как бы «обтекая» их (Никулин и др., 1987), вследствие чего образуют многочисленные «бестрапповые окна» и «коридоры». Поэтому корректное выделение интрузий данной группы при проведении картировочных и поисковых работ на алмазы имеет важное практическое значение.

Интрузии кузьмовского комплекса нередко прорывают субвулканические тела катангского комплекса, образуя в них зоны хлорит-пироксеновых скарнов. Как и для интрузий катангского комплекса, для магматических тел кузьмовского комплекса чётко выражен контроль разрывными нарушениями, благодаря которым базитовый расплав, сформировавший их, проникал в высокие горизонты платформенного чехла. Более того, залечивая тектонические нарушения, базиты катангского и кузьмовского комплексов тем самым их демаскируют, позволяя картировать сквозь перекрывающий комплекс позднепалеозойских отложений и бронирующих долеритов оленёк-велингнинского комплекса. Данный факт очень важен, т.к. разрывная тектоника в районе, в т.ч. и кимберлитоконтролируюшая развивалась унаследовано. Поэтому достоверное выделение интрузий двух последних комплексов при проведении алмазопоисковых работ имеет важное практическое значение. Силлы долеритов кузьмовского комплекса часто оказывают значительное динамическое влияние на окружающие породы. Это проявляется в значительной деформации пород осадочного чехла, образовании инъективных поднятий с отторжением огромных блоков осадочных отложений и кимберлитов. Тем самым, интрузии кузьмовского комплекса создают наиболее существенные помехи при поисках кимберлитов. С другой стороны, базиты кузьмовского комплекса, в отличии от магматитов двух других комплексов, создают отрицательные и слабоположительные магнитные поля ΔТ_а интенсивностью до 150 - 200 γ, на фоне которых возможно выявить магнитные аномалии от кимберлитовых трубок.

Картирование магматических комплексов. Основные петрологические особенности магматических комплексов базитового состава на площади ДААР, как и всего северо-восточного борта Тунгусской синеклизы определили специфику их картирования. К этим особенностям относятся, прежде всего, доминирование субпластовой морфологии интрузий, многоэтажность в их распределении по геологическому разрезу, близость петрофизических характеристик. Обширность занимаемых площадей при относительно небольших мощностях отдельных интрузий и многоэтажность в разрезе определяют возможность сонахождения на одних и тех же гипсометрических уровнях интрузий, относящихся к разным комплексам даже при малоамплитудных (первые десятки метров) тектонических смещениях по вертикали. В этих условиях картирование интрузивных базитовых комплексов, по мнению авторов, возможно лишь при совместном применении результатов геологических наблюдений в опорных обнажениях с использованием результатов классификации геофизических полей, прежде всего, магнитного, в современных компьютерных системах интерпретации. В опорных обнажениях на основе петрохимических и петрофизических данных определяется принадлежность интрузии к конкретному магматическому базитовому комплексу. Контур площади развития идентифицированной интрузии картируется по ареалу развития определённых таксонов, полученных по классификации магнитного поля на участке опорного обнажения.

Для отнесения к трём из картируемых на площади АМКП базитовых комплексов авторы использовали, в основном, петрохимические показатели содержаний породообразующих окислов на основе разработанных нижеследующих дискриминационных правил (табл. 3). Правила составлены на результатах средних содержаний петрокомпонентов в базитах района с учётом их дисперсий (табл. 2). Базовым условием являлось содержание TiO₂ (Томшин и др., 2001), при невозможности определения комплексной принадлежности по нему, дополнительно привлекались содержания по другим петроокислам.

Использование полученных петромагнитных и плотностных характеристик комплексов базитовых пород в современных компьютерных интегрированных системах интерпретации геофизических полей позволяет провести площадное изучение структуры траппового комплекса. Авторами проведено картирование базитовых магматитов на территории АМКП по результатам безэталонной классификации по двум наборам различных признаков (трансформант магнитного поля) в программе Coscad и сети опорных обнажений. Первый комплекс признаков включал наблюдённое аномальное поле, его локальную составляющую (окно 350 м), и их статистические параметры, дисперсию и асимметрию (автоматически настраивающееся окно). Он наиболее контрастно подчёркивал «локальные объекты» геологического строения территории: терригенно-туфовые окна и неперекрытые кимберлитовые трубки на фоне пород траппового комплекса и нижнепалеозойских отложений, соответственно. Практически идентичные по интенсивности магнитного поля породы основного состава и кимберлиты отмечены по результатам данной классификации различными, статистически значимыми, таксонами. Недостатком рассмотренного набора признаков, является проявление влияния высокомагнитных пород фундамента, зафиксированных аномальным магнитным полем, в петромагнитных классах, соответствующих как нижнепалеозойским отложениям, так и базитам.

Второй набор признаков включал только локальную составляющую магнитного поля и его дисперсию (окно 150 м). Петромагнитные таксоны этого набора уверенно картируют слабоинтенсивные магнитные объекты в открытом карбонатном поле, отрицательно и положительно намагниченные дайки. При этом одними и теми же классами картируются как кимберлитовые трубки, так и базитовый комплекс в целом. Это значит, что высокочастотная составляющая магнитного поля, усиливая аномальный эффект от локальных объектов, не отражает статистически значимой разницы в петромагнитных свойствах различных магматических комплексов, что является основным недостатком второго набора признаков. При последующем анализе структурно-вещественных комплексов изучаемой территории и составлении геологической карты использовались результаты, как первого, так и второго вариантов таксономии в программном комплексе Coscad.

В результате выполненного анализа было установлено закономерное площадное распространение выделенных таксонов, хорошо коррелируемое с имеющимися геологическими данными о принадлежности базитов к определённым комплексам. Во многих случаях удаётся также проследить распространение интрузий различных магматических комплексов в толще терригенных и карбонатных пород, где они не зафиксированы при геологической съёмке с дневной поверхности (Мишенин, 2001; Салихов, 2005).

Полученные результаты использовались при составлении Государственной геологической карты листа Q-49-XXI,XXII (Салихов, 2005) и при средне- и крупномасштабных производственных прогнозно-тематических работах на площади Далдыно-Алакитского алмазоносного района. Картирование базитовых комплексов важно также и для оценки минерагенического потенциала территорий их развития. В северо-западной части ДААР выявлены дифференцированные интрузии оленёк-велингнинского комплекса, несущие сульфидную медно-никелевую минерализацию. В непосредственной близости от АМКП выявлены железорудные проявления, генетически связанные с базитами кузьмовского комплекса. К туффизитам катангского комплекса и туфам вулканогенных толщ приурочены проявления цеолитовой минерализации, исландского (оптического) шпата.

Список литературы

- Виленский А. М., Олейников Б. В. Основные факторы многообразия и вопросы классификации траппов Сибирской платформы. В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: 1970, с. 5 - 25.
- Восточная Сибирь // Геология и полезные ископаемые России. В шести томах / Гл. ред. В. П. Орлов. Т. 3. Ред. Н. С. Малич. - СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002, 396 с.
- Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность. М., Недра, 1974, с. 280.
- 4. Ивлиев К. А., Крючков А. И., Лелюх М. И. и др. Базитовый магматизм Далдыно-Алакитского алмазоносного района (северо-восточный борт Тунгусской синеклизы). Схемы базитового магматизма железорудных и алмазоносных районов Сибирской платформы. Тезисы доклада к региональному совещанию. Иркутск.: 1987, 16 -18 с.
- Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базитов. Новосибирск: Наука, 1972.
- Лурье М.Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы. В кн. : Петрология восточной Сибири. М.: 1962. Т. 1, с. 5 - 70.
- Лурье М. Л., Полунина Л. А., Туганова Е. В. Принципы расчленения интрузивных траппов позднепалеозойской-раннемезозойской трапповой формации Сибирской платформы. В кн. : Петрология и металлогения базитов. М.: 1973, с. 116 - 126.
- Макаров А. С. Дифференцированные траппы позднепермского-раннетриасового возраста в Алакит-Мархинском кимберлитовом поле. ДАН, т. 290, № 4, 1986, с. 940 – 944.
- Мащак М. С., Панкратов А. А., Пономаренко А. И. Дифференцированная интрузия Велингна /Геология и петрография траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1967.
- Мишенин С. Г. Петромагнетизм трапповых пород северо-востока Тунгусской синеклизы. Дис. на соиск. уч. ст. к.г.-м.н. Казань, 2002.
- Никулин В. И., Фон-дер-Флаасс Г. С., Лелюх М. И., Демиденко Л. А. Диагностика рудоперспективных железоносных и кимберлитовых структур на трапповых площадях по морфологическим и петрофизическим особенностям. В кн.: Схемы магматизма железорудных и алмазоносных районов Сибирской платформы. Тезисы докл. к региональному совещанию. Иркутск, 1987, с. 25 - 27.
- Салихов Р.Ф. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, Верхневилюйская серия (издание второе). Лист Q-49-XXI, XXII (Айхал). Объяснительная записка. С.-Пб.: Изд-во ВСЕ-ГЕИ. 2005 (в издании)
- Томшин М. Д., Лелюх М. И., Мишенин С. Г., Сунцова С. П., Копылова А. Г., Убинин С. Г. Схема развития траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы. Отечественная геология. 2001, № 5, 19 - 24 с.

УСЛОВИЯ ПЕТРОГЕНЕЗИСА «МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ПОДОШВЫ» ЧАГАН-УЗУНСКИХ ОФИОЛИТОВ, ГОРНЫЙ АЛТАЙ

Симонов В.А.^{1,2}, Куликова А.В.^{1,2}, Волкова Н.И.¹, Котляров А.В.¹, Буслов М.М.^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск ²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск

Метаморфические породы в основании офиолитовых разрезов известны давно и они отмечены в таких хорошо изученных и фактически эталонных офиолитовых ассоциациях, как Семайл (Оман), Бей-оф-Айлендс (Ньюфаундленд), Тринити (Калифорния), офиолиты Полярного Урала (Петрология и метаморфизм ..., 1977; Колман, 1979; Метаморфизм и тектоника, 2001; Nicolas, 1989; Searle, Malpas, 1982; Soret et al., 2017; и др.). Условия образования этих метаморфических комплексов, получивших название «метаморфическая подошва» (Метаморфизм и тектоника, 2001; Searle, Malpas, 1982; Soret et al., 2017; и др.), остаются во многом дискуссионными. Подобная «метаморфическая подошва», сложенная в основном безгранатовыми амфиболитами, была выделена в Чаган-Узунских офиолитах (Горный Алтай) ранее (Добрецов и др., 1992).

Детальные петролого-геохимические и минералогические исследования позволили уточнить состав и условия петрогенезиса пород, входящих в «метаморфическую подошву» Чаган-Узунских офиолитов. Было выяснено, что в этот комплекс попадают не только безгранатовые амфиболиты, но также и гранат-клинопироксен-амфиболовые породы, которые, судя по набору минералов, должны были входить в группу субдукционных метаморфических комплексов, включая гранатовые амфиболиты и эклогиты. В то же время, проведенные нами исследования свидетельствуют о том, что эти гранат-клинопироксен-амфиболовые породы, заметно отличаясь от гранатовых амфиболитов и от пород эклогитового комплекса, имеют сходные черты с безгранатовыми амфиболитами и совместно с ними входят в состав «метаморфической подошвы» Чаган-Узунских офиолитов.

CONDITIONS OF PETROGENESIS OF «METAMORPHIC SOLE» OF CHAGAN-UZUN OPHIOLITES, GORNY ALTAI

Simonov V.A.^{1,2}, Kulikova A.V.^{1,2}, Volkova N.I.¹, Kotlyarov A.V.¹, Buslov M.M.^{1,2}

¹V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk ²Novosibirsk National Research State University, Novosibirsk

Petrochemical and geochemical researches have shown that protoliths for garnet-free amphibolites and for garnet-clinopyroxeneamphibole rocks of Chagan-Uzun ophiolites, also as well as for «metamorphic sole» of Oman ophiolites (judging by the published data - Searle, Malpas, 1982), have been mainly a normal tholeiitic basalts of N-MORB type from mid-oceanic ridges.

Researches have shown a prevalence of calcic amphiboles in garnet-free amphibolites and in garnet-clinopyroxene-amphibole rocks of Chagan-Uzun ophiolites, and similarity of their compositions not only among themselves, but also with amphiboles from «metamorphic sole» of Oman ophiolites.

The calculated pressure of formation of garnet-free amphibolites (5.4 9 kbar) and of garnet-clinopyroxene-amphibole rocks (6-8 κ6ap) of Chagan-Uzun ophiolites are close on the maximum values to pressure upon a peak of metamorphism during formation of «metamorphic sole» of Oman ophiolites - 9-10 κ6ap (Soret et al., 2017).

It is found out that Chagan-Uzun garnet-clinopyroxene-amphibole rocks were formed at temperatures up to 860-910°C, actually coinciding with the data for «metamorphic sole» of Oman ophiolites - 770-900°C (Soret et al., 2017).

As a whole, researches have shown that garnet-free amphibolites and garnet-clinopyroxene-amphibole rocks have considerable similarity (on composition of protoliths and amphiboles, and also on pressure) not only among themselves, but also with «metamorphic sole» of reference Oman ophiolites. These facts allow us to tell about presence of a «metamorphic sole» in Chagan-Uzun ophiolites, in the composition of which garnet-free amphibolites and garnet-clinopyroxene-amphibole rocks are situated.

Безгранатовые амфиболиты

В ходе обработки полученных петрохимических данных было выяснено, что по соотношению суммы щелочей и кремнезема подавляющее большинство точек составов безгранатовых амфиболитов приурочены к области пород с нормальной щелочностью и располагаются главным образом в поле базальтов. На диаграмме MgO – SiO₂ безгранатовые амфиболиты находятся преимущественно в полях оливиновых и нормальных базальтов. Информативным является соотношение TiO₂ – FeO*/ MgO, показывающее приуроченность безгранатовых амфиболитов к окончанию тренда базальтов срединно-океанических хребтов, где они попадают частично в поле OIB.

Безгранатовые амфиболиты на диаграмме Nb/Y – Zr/Y разделяются на две группы. Подавляющая часть располага-

ется в поле нормальных базальтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB. В то же время есть обогащенные ниобием и цирконием породы, приуроченные к плюмовым базальтам внутриплитных океанических островов (рис. 1).

Исследования особенностей распределения редкоземельных элементов подтверждают результаты изучения содержания редких элементов, показывая практически идеальное совпадение большинства спектров безгранатовых амфиболитов с данными по нормальным базальтам срединно-океанических хребтов типа N-MORB (с падением роли легких лантаноидов). При этом ряд проб обогащены легкими лантаноидами и формируют графики с отрицательным наклоном, совпадающие со спектрами эталонных базальтов типа OIB Гавайских островов (рис. 2).





1 - безгранатовые амфиболиты; 2 - гранат-клинопироксен-амфиболовые породы. Магматические системы с плюмовым источником (PS) и без плюмового источника (NPS). Поля базальтов срединно-океанических хребтов нормального состава (NMORB), внутриплитных океанических островов (OIB), океанических плато (OPB). Рисунок построен с использованием оригинальных данных на основе диаграммы из работы (Condie, 2005).



Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов в безгранатовых амфиболитах Чаган-Узунских офиолитов.

1 - безгранатовые амфиболиты; 2 - поле нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB); 3 - базальты Гавайских островов (OIB): точечная линия – базальты промежуточного (между толеитами и щелочными) состава, пунктир – нижняя граница поля щелочных базальтов. Значения элементов нормированы к составу хондрита согласно (Boynton, 1984). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из работ (Магматические горные породы, 1985; Шараськин, 1992; Соболев, Никогосян, 1994; Симонов и др., 1999).



Рис. 3. Соотношение Na (A) – Mg# в амфиболах из метаморфических пород Чаган-Узунских офиолитов. Амфиболы: из различных типов безгранатовых амфиболитов (1, 2) и из гранат-клинопироксен-амфиболовых пород (3). Поля составов: A - амфиболы из амфиболитов и метагаббро Срединно-Атлантического хребта в районе разлома Вима; I - постмагматические роговые обманки; II – амфиболы океанического этапа метаморфизма; III – амфиболы регионального метаморфизма. Mg# = Mg/(Mg+Fe_{tot}+Mn). Fe_{tot} – общее железо. Рисунок построен на основе оригинальных данных и с использованием материалов из работ (Скляров, Добрецов, 1987; Симонов и др., 1999; Пейве и др., 2001).



Рис. 4. Соотношение (Na+K) – Al IV в амфиболах из метаморфических пород Чаган-Узунских офиолитов. Амфиболы: из безгранатовых амфиболитов (1) и из гранат-клинопироксен-амфиболовых пород (2). Поля составов амфиболов: из метаморфической подошвы офиолитов Семайл в Омане (Oman) и из гранатовых амфиболитов и пород эклогитового комплекса. Тренды высокобарических (HP) и высокотемпературных (HT) метаморфических процессов. Рисунок построен на основе оригинальных данных и с использованием материалов из работ (Searle, Malpas, 1982; Soret et al., 2017).

Спайдер-диаграммы, аккумулирующие информацию по редкоземельным, редким и петрохимическим компонентам, свидетельствуют о принадлежности протолитов безгранатовых амфиболитов в основном к базальтовым комплексам срединно-океанических хребтов, показывая также участие обогащенных плюмовых систем типа OIB – повышенные содержания Nb и Ta, а также легких лантаноидов, как у базальтов Гавайских островов.

Анализ амфиболов из безгранатовых амфиболитов показал, что по номенклатуре (Leake et al., 1997), обладая значениями Na_в меньше 0.5, все они относятся к кальциевым амфиболам и соответствуют магнезиальным роговым обманкам и чермакитовым роговым обманкам. Присутствуют также гастингситовые и паргаситовые роговые обманки.

На диаграммах, показывающих зависимость отдельных компонентов от магнезиальности, хорошо видно, что амфиболы из безгранатовых амфиболитов располагаются в поле амфиболов из метагаббро и амфиболитов района трансформного разлома Вима, Срединно-Атлантический хребет. При этом они также приурочены к полям постмагматических роговых обманок и амфиболов океанического этапа метаморфизма (рис. 3).

По соотношению (Na+K) – Al IV амфиболы из безгранатовых амфиболитов совпадают с данными по амфиболам из пород «метаморфической подошвы» (Oman) офиолитов Семайл в Омане. При этом они располагаются вдоль высокотемпературного тренда, в отличие от амфиболов из гранатовых амфиболитов и эклогитов Чаган-Узунских офиолитов, находящихся на окончании высокобарического тренда (рис. 4).

Анализ плагиоклазов из амфиболитов Чаган-Узунского массива показал относительно невысокие содержания анортитового компонента - до 26 %.

Гранат-клинопироксен-амфиболовые породы

Полученные петрохимические данные показали, что точки составов гранат-клинопироксен-амфиболовых пород приурочены к области пород с нормальной щелочностью и располагаются в основном в поле базальтов. В то же время, в связи с неравномерной структурой пород и наличием лейкократовых участков, присутствуют анализы с более высокими, чем в базальтах, содержаниями SiO₂. В отличие от других метаморфических комплексов гранат-клинопироксен-амфиболовые породы основного состава по соотношению MgO и SiO₂ соответствуют преимущественно нормальным базальтам с относительно небольшими содержаниями магния. Для этих пород характерны более высокие значения отношения FeO/MgO, чем для безгранатовых амфиболитов. В то же время (в связи с неравномерной структурой пород) выделяются разновидности с пониженными (менее 1 мас.%) содержаниями титана.

Гранат-клинопироксен-амфиболовые породы на диаграмме Nb/Y – Zr/Y располагаются в области безплюмовых источников и (также как и безгранатовые амфиболиты) разделяются на две группы. Часть располагается в поле нормальных базальтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB. В то же время присутствуют обогащенные ниобием и цирконием породы, приуроченные к границе поля N-MORB (рис. 2). «Океанический» характер гранат-клинопироксен-амфиболовых пород подтверждается и по соотношению Zr/Nb – Nb. Здесь точки составов этих пород располагаются в поле базальтов срединно-океанических хребтов.

По распределению редкоземельных элементов гранат-клинопироксен-амфиболовые породы можно разделить на три типа: графики с понижением роли легких лантаноидов, наиболее близкие к N-MORB; спектры с повышением роли легких лантаноидов, располагающиеся в поле E-MORB; графики с пониженными в целом значениями редкоземельных элементов (рис. 5).

Согласно распределению редких и редкоземельных элементов на спайдер-диаграмме практически все изученные образцы гранат-клинопироксен-амфиболовых пород разделяются на две основные группы: близкая к спектру нормальных базальтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB, а также обогащенные разности с относительно повышенными содержаниями Nb, Ta, La, Ce, Sr, согласующиеся с графиком E-MORB.

Анализ гранатов из гранат-клинопироксен-амфиболовых пород Чаган-Узунских офиолитов показал, что в их составе преобладает (45.5-57.5 %) альмандин, немного меньше (25-43 %) гроссуляра и существенно меньше (6.5-12 %) пиропа. В целом по соотношению миналов рассмотренные гранаты близки к гранатам из метаморфической подошвы офиолитов Семайл, Оман. По соотношению основных химических компонентов (Mg, Ca, Fe, Mn) гранаты из гранат-клинопироксен-амфиболовых пород также показывают сходство с гранатами из метаморфической подошвы офиолитов Омана.

Клинопироксены, судя по низкому содержанию натрия (0.6-1.4 мас.% Na₂O), практически совпадающему с данными по клинопироксенам из метаморфической подошвы офиолитов Семайл, относятся к Са-клинопироксенам. Об этом свидетельствуют данные по соотношению миналов (En – Wo – Fs), согласно которым изученные клинопироксены соответствуют салитам, формируя единую группу с пироксенами из метаморфической подошвы офиолитов Омана, располагающуюся как в поле салитов, так и на границе с более кальциевыми разностями.

Исследование амфиболов из гранат-клинопироксен-амфиболовых пород показало, что по номенклатуре (Leake et al., 1997), обладая значениями Na_в меньше 0.5 (0.13-0.24), все они (также как и амфиболы из безгранатовых амфиболитов) относятся к кальциевым амфиболам. Преобладают магнезиальные роговые обманки. Присутствуют также эденитовые, чермакитовые и паргаситовые роговые обманки.

На серии диаграмм, показывающих зависимость отдельных компонентов от магнезиальности, хорошо видно, что амфиболы из гранат-клинопироксен-амфиболовых пород располагаются в поле амфиболов из метагаббро и амфиболитов района трансформного разлома Вима (Срединно-Атлантический хребет), а также в поле амфиболов океанического этапа метаморфизма. При этом они находятся между двумя группами амфиболов из безгранатовых амфиболитов, что свидетельствует о сходстве условий их формирования в океанической обстановке (рис. 3)

По соотношению (Na+K) – Al IV амфиболы из гранат-клинопироксен-амфиболовых пород совпадают с данными по амфиболам из пород «метаморфической подошвы» офиолитов Омана. При этом они находятся в тесной ассоциации с амфиболами из безгранатовых амфиболитов, располагаясь вдоль высокотемпературного тренда, в отличие от амфиболов из гранатовых амфиболитов и эклогитов Чаган-Узунских офиолитов, находящихся на окончании высокобарического тренда (рис. 4)

Анализ плагиоклазов из гранат-клинопироксен-амфиболовых пород Чаган-Узунского массива показал устойчивые значения анортитового компонента (13.9-17.9 %), совпадающие с данными по минералам из безгранатовых амфиболитов.

Обсуждение результатов

Всесторонние исследования безгранатовых амфиболитов и гранат-клинопироксен-амфиболовых пород из Чаган-Узунских офиолитов позволили выяснить особенности условий их формирования в составе «метаморфической подошвы».



Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в гранат-клинопироксен-амфиболовых породах Чаган-Узунских офиолитов.

1 - гранат-клинопироксен-амфиболовые породы; 2 - поле нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB); 3 – поле обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB). Значения элементов нормированы к составу хондрита согласно (Boynton, 1984). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из работ (Шараськин, 1992; Симонов и др., 1999).



Рис. 6. Соотношение давления и содержания алюминия в амфиболах из гранат-пироксен-амфиболовых пород. Амфиболы: из безгранатовых амфиболитов (1) и из гранат-пироксен-амфиболовых пород (2). Поле амфиболов метаморфической подошвы офиолитов Семайл, Оман - Отап. Рисунок построен на основе оригинальных данных и с использованием материалов из работы (Soret et al., 2017).

Принадлежность безгранатовых амфиболитов к «метаморфической подошве» Чаган-Узунских офиолитов была установлена ранее (Добрецов и др., 1992). Проведенный нами петрохимический анализ показал, что протолитами рассмотренных амфиболитов были породы состава базальтов нормальной щелочности, соответствующие по соотношению TiO₂ – FeO/MgO базальтам срединно-океанических хребтов (MORB). Данные по редким и редкоземельным элементам свидетельствуют о преобладании нормального магматизма срединно-океанических хребтов типа N-MORB, на фоне которого присутствуют обогащенные плюмовые магматические системы (типа OIB) внутриплитных океанических островов. Эта ситуация похожа на современную обстановку в Южной Атлантике, где структуры срединно-океанических хребтов с магматизмом N-MORB пронизываются локальной глубинной «струей» с расплавами типа ОІВ острова Буве (Пейве и др., 1994; Симонов, Колобов, 1995; Пейве, 2002; Симонов и др., 2000; Simonov et al., 1996).

Исследования составов амфиболов позволили оценить давления процессов формирования безгранатовых амфиболитов. Расчеты по минералогическим барометрам (Johnson, Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; и др.) показали достаточно высокие параметры процессов (5.2-8.8 кбар), практически совпадающие с результатами расчетов давлений с помощью этих же барометров (на основе данных по амфиболам, взятых из работы - Soret et al., 2017) для «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл в Омане - 5.1-8.6 кбар (рис. 6). Использование более современных минералогических барометров (Yavuz, 2007) приводит фактически к тем же самым параметрам формирования безгранатовых амфиболитов Чаган-Узунского массива - 5.4-9.0 кбар. Необходимо также отметить, что в статье (Soret et al., 2017) по данным авторов пик метаморфизма при формировании подошвы офиолитов Семайл соответствует 9-10 кбар, что вполне согласуется с нашими максимальными результатами как для Семайл, так и для Чаган-Узуна.

<u>Гранат-клинопироксен-амфиболовые породы</u> Чаган-Узунских офиолитов по внешнему облику и по набору слагающих их минералов обладают значительной степенью сходства с «метаморфической подошвой» широко известных офиолитов Семайл в Омане. Об этом прямо свидетельствует сравнительный анализ наших данных с недавно опубликованной информацией по Оманским офиолитам, включающей представительный иллюстративный материал (Soret et al., 2017). Петрохимический анализ показал, что протолитами гранат-пироксен-амфиболовых пород являлись главным образом породы состава базальтов нормальной щелочности, близкие по соотношению TiO₂ – FeO/MgO базальтам срединно-океанических хребтов (MORB). Необходимо отметить, что на всех петрохимических диаграммах, эти породы тесно ассоциируют с данными по безгранатовым амфиболитам.

Микрозондовые исследования показали, что гранат-пироксен-амфиболовые породы содержат кальциевые амфиболы (с низкими значениями Na_B), близкие по своему составу с амфиболами безгранатовых амфиболитов, но резко отличающиеся от амфиболов (в основном барруазитов) из гранатовых амфиболитов и пород эклогитового комплекса. Эти данные прямо свидетельствуют о том, что процессы формирования гранат-пироксен-амфиболовых пород и гранатовых амфиболитов (а также эклогитов) были различны.

Результаты анализа составов минералов позволили выяснить параметры формирования гранат-пироксен-амфиболовых пород. Расчеты по минералогическим барометрам на основе составов амфиболов (Johnson, Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; и др.) показали достаточно высокие параметры процессов (6.0-7.7 кбар), попадающие в интервалы давлений, полученные с помощью этих же барометров для безгранатовых амфиболитов и метаморфической подошвы офиолитов Семайл в Омане (рис. 6). Использование более современных минералогических барометров (Yavuz, 2007) приводит фактически к тем же самым параметрам формирования гранат-пироксен-амфиболовых пород Чаган-Узунского массива – 6.0-8.0 кбар.

Исследования эталонных офиолитов Омана свидетельствуют о том, что в «метаморфической подошве» происходило частичное плавление при температурах 770-900°С (Soret et al., 2017). Наши расчеты с помощью минералогических барометров и термометров для магматогенных ассоциаций (Ridolfi et al., 2010; Ridolfi, Renzulli, 2012) на основе данные по составам амфиболов из работы (Soret et al., 2017) показали, что «метаморфическая подошва» офиолитов Омана формировалась при температурах до 840-980°С, что согласуется с приведенными в этой статье параметрами. Учитывая сходство гранат-пироксен-амфиболовых пород Чаган-Узунских офиолитов с «метаморфической подошвой» офиолитов Омана и соответственно возможное развитие процессов частичного плавления, были проведены расчеты с помощью тех же программ (Ridolfi et al., 2010; Ridolfi, Renzulli, 2012) по амфиболам. В результате установлено, что Чаган-Узунские гранат-пироксен-амфиболовые породы формировались при температурах до 860-910°С, фактически совпадающих с отмеченными выше характеристиками для эталонных офиолитов Семайл, Оман.

Основные выводы

 Проведенные нами петрохимические и геохимические исследования показали, что протолитами для безгранатовых амфиболитов и гранат-клинопироксен-амфиболовых пород Чаган-Узунских офиолитов, также как и для «метаморфической подошвы» офиолитов Омана (судя по опубликованным данным - Searle, Malpas, 1982), послужили главным образом нормальные толеитовые базальты срединно-океанических хребтов типа N-MORB.

 Исследования показали преобладание кальциевых амфиболов в безгранатовых амфиболитах и гранат-клинопироксен-амфиболовых породах Чаган-Узунских офиолитов, а также сходство их составов не только между собой, но и с амфиболами из «метаморфической подошвы» офиолитов Омана.

3. Рассчитанные давления процессов формирования безгранатовых амфиболитов (5.4-9 кбар) и гранат-пироксен-амфиболовых пород (6-8 кбар) Чаган-Узунских офиолитов близки по своим максимальным значениям к давлениям на пике метаморфизма при формировании «метаморфической подошвы» офиолитов Омана - 9-10 кбар (Soret et al., 2017).

4. Выяснено, что Чаган-Узунские гранат-пироксен-амфиболовые породы формировались при температурах (до 860-910°С), фактически совпадающих с данными для «метаморфической подошвы» офиолитов Омана - 770–900°С (Soret et al., 2017).

5. В целом, исследования показали, что безгранатовые амфиболиты и гранат-клинопироксен-амфиболовые породы имеют значительное сходство (по составу протолитов и амфиболов, а также по давлению) не только между собой, но и с «метаморфической подошвой» эталонных офиолитов Омана. Эти факты позволяют нам говорить о присутствии в Чаган-Узунских офиолитах «метаморфической подошвы», в состав которой входят как безгранатовые амфиболиты, так и гранат-клинопироксен-амфиболовые породы.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН №№ 0330-2016-0014, при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации и РФФИ (проекты №№ 16-05-00313 и 16-35-00109 мол_а).

Список литературы

- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3-14.
- 2. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир. 1979. 264 с.
- Магматические горные породы. Т. 3: Основные породы. М.: Наука, 1985. 487 с.
- Метаморфизм и тектоника / Е.В. Скляров и др. Под ред. Е.В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 216 с.
- Пейве А.А., Зителлини Н., Перфильев А.С., Мазарович А.О., Разницин Ю.Н., Турко Н.Н., Симонов В.А. и др. Строение Срединно-Атлантического хребта в районе тройного сочленения Буве // Докл. РАН. 1994. Т. 338. № 5. С. 645-648.
- Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А. Строение и деформации пограничной зоны кора – мантия в разломе Вима, Центральная Атлантика // Геотектоника. 2001. № 1. С. 16-35.
- Пейве А.А. Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М.: Научный мир. 2002. 278 с.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Добрецов Н.Л., Казак А.П., Молдаванцев Ю.Е. и др. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
- Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИ-ГГМ, 1999. 224 с.
- Симонов В.А., Пейве А.А., Колобов В.Ю., Тикунов Ю.В. Геохимия и геодинамика базитов в районе тройного сочленения Буве // Петрология. 2000. Т. 8. № 1. С. 43-58.
- Симонов В.А., Колобов В.Ю. Особенности магматических и гидротермальных систем в районе тройного сочленения срединно-океанических хребтов в Южной Атлантике // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 5. С. 48-54.
- Скляров Е.В., Добрецов Н.Л. Метаморфизм древних офиолитов Восточного и Западного Саяна // Геология и геофизика, 1987. № 2. С.3-14.
- Соболев А.В., Никогосян И.К. Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские острова (Тихий океан) и о-в Реюньон (Индийский океан) // Петрология. 1994. Т. 2. № 2. С. 131-168.
- Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука. 1992. 163 с.
- 15. Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Henderson P. (ed.). Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984. P. 63-114.

- Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
- Johnson M.C., Rutherford M.J. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks // Geology. 1989. V. 17.P. 837-841.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G, Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W., Youzhi G. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // Mineralogical Magazine, April. 1997. V. 61. P. 295-321.
- Nicolas A. Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. Kluwer Academic Publishers. Netherlands, 1989. 367 p.
- Ridolfi F., Renzulli A. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130°C and 2.2 GPa // Contrib. Mineral. Petrol., 2012. V. 163. P. 877-895.
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. V. 160. P. 45–66.
- Schmidt M.W. Amphibole composition as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-inhornblende barometer // Contrib. Mineral. Petrol.. 1992. V. 110. P. 304-310.
- Searle M.P., Malpas J. Petrochemistry and origin of subophiolitic metamorphic and related rocks in the Oman Mountains // Journal of the Geological Society. 1982. V. 139. P. 235-248.
- Simonov V.A., Peyve A.A., Kolobov V.Yu., Milosnov A.A., Kovyazin S.V. Magmatic and hydrothermal processes in the Bouvet Triple Junction Region (South Atlantic) // Terra Nova, 1996, V. 8. P. 415-424.
- Soret M., Agard P., Dubacq B., Plunder, A., Yamato P. Petrological evidence for stepwise accretion of metamorphic soles during subduction infancy (Semail ophiolite, Oman and UAE) // Journal of Metamorphic Geology. 2017. doi: 10.1111/jmg.12267
- Yavuz F. WinAmphcal: A Windows program for the IMA-04 amphibole classification // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2007. V. 8. N. 1. Q01004, doi:10.1029/2006GC001391.

УДК 551.217.1(571.645) ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ОЧАГОВ КРУПНЫХ КАЛЬДЕРООБРАЗУЮЩИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ КАЛЬДЕР ОСТРОВА ИТУРУП (КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

Смирнов С.З.^{1,3}, Максимович И.А.², Котов А.А.², Тимина Т.Ю.¹, Бульбак Т.А.¹, Томиленко А.А.¹, Кузьмин Д.В.^{1,2}, Шевко А.Я.¹, Рыбин А.В.⁴

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск
² Новосибирский государственный университет, Новосибирск
³ Томский государственный университет, Томск
⁴ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

FLUID REGIME OF MAGMA RESERVOIRS OF LARGE-SCALE CALDERA-FORMING ERUPTIONS BY EXAMPLE OF PLEISTOCENE-HOLOCENE CALDERAS AT THE ITURUP ISLAND (KURILE ISLANDS)

Smirnov S., Maksimovich I., Kotov A., Tiimina T., Bulbak T., Tomilenko A., Kuzmin D., Shevko A., Rybin A.

Large caldera eruptions are generally confined to subduction zones. They are featured by colossal released energy and frequent catastrophic consequences. They are fast and recover from tenths to thousands km³ of magmatic substance from depth. Large caldera eruptions have notable and sometimes significant climatic effect, affecting the compositions of the Earth atmosphere. Postcaldera hydrothermal processes lead to formation of epithermal and porphyry mineral deposits. All this means that fluids play important role in magmatic processes prior to large eruptions. Nevertheless the details of volatile behavior in the shallow magma reservoir prior to catastrophic volcanic explosions are largely unknown.

The paper represents the results of the study of pre-eruption volatile and fluid behavior in magma chambers beneath two large calderas at the Iturup Island (Great Kuril island row). Wide areas at the north and south of the Iturup Island are covered by Pleistocene-Holocene tuff and pumice deposits. The southern area is related to formation of Lvinaya Past'(LP) 7x8 km caldera. The estimations of volume of the erupted material vary from 20 to 170 km³. The northern area is located at the lowland Vetrovoy Isthmus (VI) and the volume of erupted material is estimated at 100 km³.

Both dacitic magmas were similar in compositions were crystal rich and contained rhyolitic melts. They crystallized at 850°C under strongly oxidized conditions (NNO+2). Magma storage of the VI eruption was shallow (~1 kbar) and increase of the water content lead to degassing and release of the H_2 O-CO₂ fluid. The storage of the LP eruption was located deeper (>1.5 kbar) and in contrast to VI similar increase in water content resulted in crystallization of Mg-hornblende. The presence of CO₂ was documented only for fluids released on degassing from the VI reservoir.

Rhyolitic melts of both eruptions were strongly depleted in S. Small amounts of SO₂ were released on degassing of the VI magma, but the most was redistributed between apatite and sulfide. Similarly S was distributed between minerals: apatite and sulfide in the LP magma. Despite the degassing of the VI reservoir Cl was mostly distributed between the melt and apatite. Probably small amounts left it with aqueous fluids. In the LP reservoir Cl was distributed between the melt, apatite and amphibole.

Similarly to the most of subduction-zone felsic magmas the melts of both eruptions are depleted in F. However F plays important role in the magma evolution. In both reservoirs apatite is a major sink for F, while in VI reservoir some fluorine could be lost with fluids.

The study showed that in the shallow magma reservoirs of large caldera eruptions at the Iturup Island the behavior of H₂O and CO₂ strongly depends on pressure and degassing. Other major volatiles S, Cl and F tend to rest in the crystallizing melts or to be distributed in the crystallized minerals.

Введение

Крупные кальдеры, диаметр которых превышает 3-4 км, являются результатом крупных или даже гигантских извержений, сопровождающихся обрушением вулканической постройки внутрь опустошенной магматической камеры. Такие извержения для внутренних и окраинных частей континентов и островных дуг, но большая их часть приурочена к зонам субдукции. Они характеризуются большой мощностью и, часто, катастрофическими последствиями. Результатами наиболее крупных кайнозойских событий такого типа являются кальдеры Ла Гарита (Сев. Америка) (~30 млн лет), Йеллоустоун (Сев. Америка) (2,0 – 0,6 млн лет), Тоба (о. Суматра, Малайский архипелаг) (74 тыс лет) и Оруануи (ВЗ Таупо, Новая Зеландия) (26,5 тыс лет). Кальдерные извержения протекают относительно быстро, и на поверхность извлекается из недр десятки и до тысяч кубических километров магматического материала (Bryan et al., 2010). Более слабые кальдерообразующие извержения вулканов Тамбора (о. Сумбава, Малайский архипелаг) (1815 г.) и Кракатау (Зондский

пролив) (1883 г.) привели к региональным катастрофам и существенному изменению климата в северном полушарии. Помимо того, что крупные кальдерные извержения оказывают заметное, а иногда и значительное влияние на климат, после извержения в кальдерах могут развиваться обширные гидротермальные системы, с которыми связаны эпитермальные и порфировые рудные месторождения. Все это указывает на важную роль, которую в этих процессах играют различные летучие компоненты.

Состав магматогенной флюидной фазы можно оценить на основе геохимии газовых эманаций вулканов и исследуя флюидные и расплавные включения в вулканических вкрапленниках. Обе оценки сходятся в том, что главными летучими компонентами в очагах вулканов являются H_2O и CO_2 . В составе газов эманаций кислых и средних вулканов резко преобладает H_2O , доля которой составляет более 90 мол % (Scailet, Pichavant, 2003). Доля H_2O во флюидной фазе непосредственно перед извержением по оценке этих авторов меньше (> 60 мол %). Кроме воды и углекислоты в составах вулканических эманаций зна-

чимую роль играют соединения серы, хлора и фтора (Wallace, 2005). Исследования расплавных включений во вкрапленниках из туфов и пемз крупных извержений показывают, что непосредственно перед извержением магмы были обогащены летучими компонентами, в некоторых случаях даже насыщены на разных этапах эволюции очага. В то же время оценки, сделанные для вулканических эманаций и состава флюидов непосредственно перед извержениями, часто сильно расходятся. Это связано, в первую очередь, с тем, что разные компоненты могут иметь различные источники и вести себя по-разному в ходе эволюции системы магматических камер, питающих вулканы. Информации о том, как летучие ведут себя в очагах кислых магм непосредственно перед крупными и катастрофическими эксплозивными извержениями в современной литературе мало и она сильно разрознена. В данной работе мы рассмотрим вопросы, связанные с поведением летучих компонентов на примере дацитов кальдерных извержений острова Итуруп, расположенного в южной части Большой Курильской гряды (БКГ).

Геология кальдер острова Итуруп. На южных островах БКГ встречаются обширные поля пемзово-пирокластических отложений плейстоцен-голоценового возраста. На острове Итуруп они расположены в его северной и южной частях (рис. 1). На юге они связаны с образованием кальдеры Львиная Пасть, размером 7×8 км (Новейший и современный вулканизм..., 2005; Дегтерев и др., 2015; Смирнов и др., 2017). Объем изверженного материала по разным оценкам составляет 70 и 170 км³ (Мелекесцев и др., 1988; Новейший и современный вулканизм..., 2005; Базанова и др., 2016). Пемзово-пирокластические отложения в северной части острова занимают низменный перешеек Ветровой. Перешеек представляет собой узкий грабен шириной 12 км, пересекающий остров в меридианальном направлении (рис. 1). Сам грабен и заполняющие его пирокластические отложения прослеживаются в акваторию Охотского моря. Мнения относительно центра извержения расходятся. В настоящее время считается, что центром извержения является кальдера диаметром около 6 км, распложённая в центральной части перешейка (Горшков, 1967). Однако высказывается также мнение, что центром извержения должна быть более крупная кальдера, расположенная в районе залива Простор Охотского моря (Авдейко и др., 1992). Объем изверженного материала оценивается около 100 км3 (Мелекесцев и др, 1988).



Рис. 1 Расположение кальдер и позднеплейстоцен-голоценовых пемзово-пирокластических отложений крупных кальдерных извержений острова Итуруп.



Рис. 2 Составы вулканических пород острова Итуруп. 1 – породы, отвечающие тыловой части дуги; 2 – породы, отвечающие фронтальной части дуги; 3 – дациты Курильских островов; 4 – пемзы перешейка Ветрового; 5 – экструзии перешейка Ветрового; 6 – андезибазальт вулкана Клумба; 7 – пемзы кальдеры Львиная Пасть; 8 – составы стекол расплавных включений (перешеек Ветровой); 9 – составы стекол расплавных включений (Львиная Пасть); 10 – составы стекла основной массы пемз перешейка Ветрового.

Предполагается, что имели место два эпизода извержения кислой пирокластики из кальдеры Львиная Пасть: около 13,0 тыс. лет и около 12,3 тыс. лет (¹⁴C) (Дегтярев и др., 2015). По другим данным пирокластические породы датируются 9,5 тыс лет (¹⁴C) (Базанова и др., 2016). Точное датирование извержения пемз перешейка Ветрового не проводилось. Но опираясь на отсутствие признаков ледниковой эрозии, возраст подстилающих отложений (около 43 тыс. лет) и перекрывающих отложений морских террас можно считать, что время извержения близко к границе плейстоцена и голоцена.

Петрография и минералогия пемз. Пемзы обоих извержений имеют одинаковый дацитовый состав (рис. 2). В качестве вкрапленников в пемзах обоих извержений присутствуют авгит, гиперстен, плагиоклаз, кварц, ильменит и магнетит, погруженные в стекловатую основную массу. Стекло имеет риолитовый состав (рис. 2). В виде включений в ассоциациях присутствует апатит и сульфиды. В отличие от пемз перешейка Ветрового, в пемзах отложений кальдеры Львиная Пасть в качестве вкрапленников встречается амфибол, имеющий состав магнезиальной роговой обманки. Несмотря на то, что среди вкрапленников в пемзах перешейка Ветрового амфибол отсутствует, он был обнаружен в виде включений в пироксенах. При этом гиперстен захватывает амфибол в виде кристаллических включений, а авгит замещает амфибол и содержит его реликты. Составы включений амфибола варьируют в широких пределах от магнезиальной роговой обманки до чермакита.

Для плагиоклазов обоих извержений характерна сложная зональность. Ранние плагиоклазы имеют пятнистое строение, в то время как поздние – концентрически-зональное. Зональность по составу отличается немонотонностью. Наиболее ранний плагиоклаз отвечает андезину, затем происходит резкое повышение основности вплоть до лабрадора и даже анортита, и затем постепенное ее снижение снова до состава андезина. Составы андезинов перешейка Ветровой и Львиной Пасти близки, в то время как основные плагиоклазы различаются. В пемзах Ветрового плагиоклазы достигают An₉₅, в то время как в пемзах Львиной Пасти – не более An₈₅.

Несмотря на высокие номера плагиоклазов и магнезиальность темноцветных минералов исследование расплавных включений в них показало, что извержения связаны с эволюцией очагов низкокалиевых плагиориолитовых и плагиориодацитовых расплавов в окислительных условиях (Смирнов и др., 2016, 2017). Признаков участия базитовых расплавов в образовании вкрапленников темноцветных минералов установлено не было. На основе детальных исследований минералов и включений минералообразующих сред в минералах пемз перешейка Ветрового было сделано предположение, что образование риолитового расплава связано с частичным дегидратационным плавлением метабазитов острова Итуруп, а кристаллизация темноцветных минералов является результатом перитектической реакции разложения амфибола, сохранившегося в виде реликтов и кристаллических включений в пироксенах, в очаге кислой магмы (Смирнов и др., 2016, 2017) в окислительной обстановке. Амфибол пемз Львиной Пасти является признаком того, что образование и последующая эволюция риолитового расплава происходили при более высоких давлениях.

Летучие в очагах дацитовой магмы крупных кальдерных извержений острова Итуруп. Повышение основности плагиоклаза в ходе эволюции риолитового расплава без участия более основных магм может быть объяснено вариациями давления летучих в очаге (Panjasawatwong et al., 1995). Стекла природно-закаленных расплавных включений в разных минералах содержат от 2 до 6 мас. % Н₂О (рис. 3). Наиболее высокие ее содержания отмечены для расплавных включений в плагиоклазах и темноцветных минералах. В плагиоклазе из пемз перешейка Ветрового были обнаружены флюидные углекислотно-водные включения, содержащие сильно разбавленные водные растворы. На основании термокриометрических данных мольное отношение H2O/CO2 оценено около 0,91 в пересчете на систему Н2О-СО2. Плотность гомогенного флюида составляла примерно 0,12 г/см³. Учитывая это, расчетное флюидное давление при дегазации магмы должно было быть около 0,64 кбар. Исходя из состава флюида и параметров кристаллизации расплава в очаге перешейка Ветрового количество СО, в расплаве можно оценить около 20 - 100 ppm, используя модель (Papale et al., 2006). Опираясь на эти данные и используя модель (Papale et al., 2006) давления насыщения флюидом для расплавов перешейка Ветрового были оценены в диапазоне от 0,4 до 1,9 кбар. Большая часть значений попадает в интервал 1,0 – 1,2 кбар.

Рост парциального давления воды происходил в очагах обоих извержений, но в случае Львиной Пасти это привело к образованию водосодержащего минерала – амфибола, включения которого встречаются, главным образом, в концентрически-зональном плагиоклазе. В очаге перешейка Ветрового образование амфибола оказалось невозможным, но на определенном этапе произошла дегазация магмы. Это явление совпало с образованием наиболее основных участков в кристаллах плагиоклаза. Опираясь на характер распределения флюидных включений в плагиоклазе, можно сделать заключение, что рост давления воды и дегазация способствовали замещению раннего среднего плагиоклаза и стабилизировали плагиоклаз более основного состава вплоть до завершения флюидоотделения. Дегазация завершилась до катастрофичекого извержения и непосредственно перед ним признаки дегазации магмы не фиксируются.

Содержания серы в расплавных включениях определялись методом рентгеноспектрального анализа, и не превысили предел обнаружения 0,021 мас. % в пересчете на SO₃. Однако наличие в минеральных ассоциациях включений сульфидов (пирротин, пирит и неидентифицированные сульфиды Си и Fe) и высокие содержания серы до 0,82 мас. % SO₃ в апатите Ветрового и до 0,95 мас. % SO₃ в апатите Львиной Пасти свидетельствуют о значительной роли серосодержащих соединений в очагах обоих извержений.

Методом Рамановской спектроскопии установить наличие соединений серы в газовой фазе флюидных включений не удалось, однако анализ зерен кварца методом газовой хромато-масс-спектрометрии показал, что газовая фаза расплавных включений содержит небольшие количества SO_2 и серосодержащих углеводородов: тиофенов и диметилдисульфида. Содержания сероводорода крайне незначительные. Опираясь на соотношение площадей аналитических линий воды и SO_2 можно предположить, что количество SO_2 составляет не более 0,05 от количества воды во флюиде и, таким образом, может быть соизмеримо с количеством CO_2 . Из этого следует, что некоторая доля серосодержащих соединений может транспортироваться в составе водного флюида, выделившегося при дегазации магмы перешейка Ветрового.

Подобно другим магмам надсубдукционных обстановок риолитовые расплавы обоих вулканических центров обогащены хлором (рис. 4). Концентрации хлора в стеклах расплавных включений находятся в диапазоне 0,2 – 0,4 мас. %, при средних концентрациях 0,25 и 0,26 соответственно. Известно, что хлор является элементом, чувствительным к дегазации магмы, так как перераспределяется преимущественно в водный флюид (Webster et al., 1999)



Рис. 3 Измеренные содержания H₂O (Раман, SIMS) и расчетные концентрации CO₂ в расплавах извержения перешейка Ветрового (серые кружки). Изобары взаимной растворимости H₂O и CO₂ и поля расплавов крупномасштабных извержений кислой магмы по (Wallace, 2005).



Рис. 4. Вариации содержаний воды и хлора в риолитовых расплавах извержений кальдеры Львиная Пасть (1) и перешейка Ветрового (2). Поля расплавов крупномасштабных извержений кислой магмы по (Wallace, 2005). Изобары насыщения водно-хлоридным флюидом по (Webster et al., 1999)

Эксперименты с гаплогранитными составами расплавов показывают, что при давлении 1 кбар и концентрации хлора в расплаве около 0,25 мас. %, выделяющийся флюид должен быть близок к состоянию водного рассола. Однако данные микротермометрии флюидных включений во вкрапленниках перешейка Ветрового противоречат этому заключению. Это может быть связано с тем, что расплавы имели не гаплогранитный, а плагиориолитовый состав. Другой причиной может быть кристаллизация другой хлорсодержащей фазы одновременно с выделением флюида. Такой фазой в продуктах обоих извержений является апатит, содержание хлора в котором может достигать 1,75 мас. %. Другим минералом, концентратором хлора, является амфибол. Амфиболы перешейка Ветрового содержали в среднем 0,1 мас. % Cl. В некоторых анализах его содержание могло достигать 0,17 мас. %. Однако, принимая во внимание, что амфибол был нестабилен и вероятнее всего замещался клинопироксеном, его ролью в перераспределении хлора при эволюции риолитовой магмы можно пренебречь.

С помощью газовой хромато-масс-спектрометрии в составе газовой фазы расплавных включений в кварце удалось установить присутствие хлорсодержащих органических соединений, относящихся к эфирам, кетонам и хлорзамещенным аминам.

Из полученных данных следует, что даже несмотря на дегазацию расплава, хлор в магме перешейка Ветрового в значительной степени перераспределялся между расплавом и апатитом. Вероятно, с флюидной фазой удалялась незначительная часть хлора.

В отличие от перешейка Ветрового магма кальдеры Львиная Пасть не дегазировала в ходе кристаллизации минералов вкрапленников. Вместо выделения водного флюида происходила кристаллизация магнезиальной роговой обманки. В среднем содержания хлора в ней близки к содержаниям хлора в реликтовом амфиболе Ветрового и составляют 0,1 мас. %, а максимальные значения достигают 0,13 мас. %. Из этого следует, что в ходе эволюции очага, хлор перераспределялся между расплавом, апатитом и амфиболом.

Содержание фтора в риолитовых расплавах обоих вулканических центров находится на одинаковом уровне и по данным вторично-ионной масс-спектрометрии составляет около 0,05 мас. %. Эти величины сопоставимы с содержаниями, определёнными для надсубдукционных высококалиевых риолитов туфов Бишоп, Калифорния, США (Anderson et al., 2000), но существенно ниже концентраций фтора в расплавах риолитов кальдеры Пикабо (Йеллустоун, США) (до 1,45 мас. % F), в образовании которой принимали участие магмы, образовавшиеся под воздействием мантийного плюма (Drew et al., 2016). Минералом концентратором фтора в магмах перешейка Ветрового и кальдеры Львиная Пасть является апатит. Апатит из пемз кальдеры Львиная Пасть несколько обеднен фтором (в среднем 1,91 мас. % F), в то время как апатит перешейка Ветрового обогащен им (в среднем 2,37 мас. % F). Сопоставляя содержания фтора и хлора, видно, что в обоих случаях апатит относится к фтор-апатитам с высокими содержаниями серы и хлора. Очевидно, что в очагах обоих кальдерных извержений фтор перераспределялся преимущественно в апатит.

На основании данных газовой хромато-масс-спектрометрии есть основание полагать, что некоторая доля фтора транспортируется флюидной фазой при дегазации.

Заключение. Различия в поведении воды при кристаллизации расплавов перешейка Ветрового и кальдеры Львиная Пасть позволяют считать, что становление очагов этих вулканических центров происходило на различных глубинах. Вероятно, глубина залегания очага кальдерного извержения перешейка Ветрового отвечала давлениям около 1 кбар (около 3 км). Это нижний предел стабильности амфибола (Beard, Lofgren, 1991) при температурах около 850°С, которые были определены методами минералотермометрии. Насыщение расплава водой при этих давлениях привело к образованию избыточного количества воды, выделившейся в виде флюида. Давление при этом могло снижаться до 0,6 кбар и возможно ниже, но затем восстанавливалось и стабилизировалось на уровне 1 кбар. В составе флюидной фазы помимо воды присутствовали значимые, но небольшие, количества СО₂ и SO₂, а также фтор и хлорсодержащие органические соединения.

Очаг кальдеры Львиная Пасть находился на большей глубине, отвечающей давлениям более 1 кбар. По этой причине дегазации расплава не происходило, а насыщение водой выразилось в кристаллизации роговой обманки. В обоих случаях кристаллизация минералов происходила в окислительной обстановке. Фугитивность кислорода для пемз перешейка Ветрового оценивается на уровне NNO+2.

Низкие температуры и давления (830-870°С и 0,8-2,0 кбар) магматических очагов не способствовали растворению углекислоты в расплавах перешейка Ветрового, и она выделялась совместно с водой при дегазации. Признаков дегазации углекислоты из очага кальдеры Львиная Пасть перед катастрофическим извержением зафиксировать не удалось. Следует отметить, что наиболее вероятным механизмом насыщения расплавов углекислотой является дегазация глубинных магм, так как плавящиеся породы земной коры острова не могут давать значительного количества углекислоты. Влияние глубинных базитовых магм на эволюцию очага кальдеры Львиная Пасть подтверждается наличием в туфах инородного материала, отвечающего оливин-плагиоклазовым базальтам. В туфах и пемзах перешейка Ветрового такой материал обнаружен не был, но посткальдерные образования представлены андезибазальтовым стратовулканом Клумба и дацитовыми экструзиями более основного, чем туфы, состава (рис. 2). Таким образом, для обоих вулканических центров следует предполагать взаимодействие с глубинными магмами, которые могли послужить источником углекислоты и серы (Wallace, 2005).

Несмотря на низкую концентрацию серы в расплавах обоих вулканических центров, минеральные ассоциации содержат заметное количество сульфидов и сульфатсодержащего апатита. В плагиоклазе кальдеры Львиная Пасть были обнаружены кристаллические включения ангидрита. Все это говорит о существенной роли серы в магматическом процессе. Сера могла поступать в магму как в процессе плавления субстрата, претерпевшего гидротермальную переработку, так и за счет дегазации очагов основной магмы. Растворимость серы в риолитовом расплаве при низких температурах и давлениях низка и ее поступление, по-видимому, приводило к осаждению сульфидов, обогащению апатита серой и кристаллизации ангидрита. При дегазации часть серы могла удаляться из очага в виде сернистого газа и серосодержащих органических соединений.

Расплавы обоих вулканических центров были обогащены хлором. Содержания, измеренные в стеклах расплавных включений, близки к максимальным из известных. Эти содержания близки к насыщению расплава водными рассолами (Webster et al., 1999). Однако при дегазации магмы перешейка Ветрового хлор оставался связанным в расплаве, и часть его фиксировалась в апатите. Следует ожидать, что часть хлора могла удаляться с флюидной фазой при дегазации, но так как вариации концентраций хлора в PB в различных минералах перешейка Ветрового незначительны, можно предположить, что эта часть была также незначительной. Роль концентратора хлора в магмах кальдеры Львиная Пасть также играли силикатный расплав, апатит и роговая обманка.

Проведенные исследования позволяют расширить наши представления о режиме летучих компонентов в малоглубинных очагах кислой магмы в островных дугах. Поведение воды и углекислоты главным образом определяется давлением и возможностью проявления процессов дегазации. Сера, количество которой в поверхностных эманациях современных вулканов достаточно велико, вероятнее всего при кристаллизации кислой магмы остается в значительной степени в минеральных формах. Фтор и хлор перераспределяются между расплавом и кристаллизующимися из него минералами. Расположение флюидных включений в плагиоклазе перешейка Ветрового и отсутствие их в плагиоклазе кальдеры Львиная Пасть позволяют считать, что катастрофические извержения не предварялись дегазацией расплава. Она происходила непосредственно в ходе извержения. Ранняя дегазация магматического очага перешейка Ветрового может быть обусловлена пересыщением расплава водой, выделяющейся при термическом разложении водосодержащих минералов плавящегося субстрата.

Работа выполнена в рамках проектов 0330-2016-0005 и 0330-2016-0001 госзадания ИГМ СО РАН и при поддержке гранта РФФИ 16-05-00894. Аналитические исследования выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Список литературы

- Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волынец О.Н. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992, 528 с.
- Базанова Л.И., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Дирксен О.В., Дирксен В.Г. Вулканические катастрофы позднего плейстоцена–голоцена на Камчатке и Курильских островах. Часть 1. Типы и классы катастрофических извержений – главных компонентов вулканического катастрофизма // Вулканология и сейсмология. 2016, №3, С. 3-21
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги, М.:, Наука, 1967, 287 с
- Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Арсланов Х.А., Коротеев И.Г., Гурьянов В.Б., Козлов Д.Н., Чибисова М.В. Катастрофические эксплозивные извержения Львиной Пасти (о. Итуруп): Стратиграфия и геохронология // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска. Всероссийская конференция. Южно-Сахалинск, 26-30 мая 2015. Сборник материалов. Т.2. Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 210-213
- Смирнов С.З., Соколова Е.Н., Рыбин А.В., Кузьмин Д.В., Тимина Т.В., Максимович И.А., Котов А.А., Бефус А.И., Шевко А.Я., Низаметдинов И.Р., Дегтерев А.В. // Петрология магматических и метаморфических формаций. Вып. 8. Материалы Всероссийской петрографиче-

ской конференции с международным участием. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ. 2016, С. 338-344.

- Смирнов С.З., Рыбин А.В., Соколова Е.Н., Кузьмин Д.В., Дегтярев А.В., Тимина Т.Ю. Кислые магмы кальдерных извержений острова Итуруп: первые результаты исследования расплавных включений во вкрапленниках пемз кальдеры Львиная Пасть и перешейка Ветровой // Тихоокеанская геология, 2017, т. 36, №1, с. 50-68
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д. Катастрофические эксплозивные извержения вулканов Курило-Камчатской области в конце плейстоцена-начале голоцена // ДАН СССР, 1988, Т. 300, №1, С. 175-181.
- Новейший и современный вулканизм на территории России [Лаверов Н.П., отв. ред.]. 2005. М.:Наука. 604 с.
- Anderson A.T., Davis A.M., Lu F.Q. Evolution of Bishop Tuff rhyolitic magma based on melt and magnetite inclusions and zoned phenocrysts // Journal of Petrology. 2000. 41. 3. 449-473.
- Beard J.S., Lofgren G.E. Dehydration melting and watersaturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites // Journal of Petrology. 1991. V. 32. Part 2. P. 365-401.
- Bryan S.E., Peate I.U., Peate D.W., Self S., Jerram D.A., Mawby M.R., Marsh J.S., Miller J.A. The largest volcanic eruptions on Earth // Earth-Science Reviews. 2010. V. 102. P. 207-229.
- 12. Drew D.L., Bindeman I., Loewen M.W., Wallace P.J. Initiation of large-volume silicic centers in the Yellowstone hotspot track: insights from H2O- and F-rich quartz-hosted melt inclusions in Arbon Valley Tuff of the Snake River Plain // Contrib. Mineral. Petrol, 2016, 171, #10
- Panjasawatwong Y., Danyushevsky L.V., Crawford A.J., Harris K.L. An experimental-study of the effects of melt composition on plagioclase - melt equilibria at 5-kbar and 10-kbar - implications for the origin of magmatic high-An plagioclase // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1995. 118. 4. 420-432.
- 14. Papale P, Moretti R, Barbato D. The compositional dependence of the saturation surface of $H_2O + CO_2$ fluids in silicate melts // Chemical Geology. 2006. V. 229. P. 78-95.
- Scaillet B, Pichavant M. Experimental constraints on volatile abundances in arc magmas and their implications for degassing processes // In: Volcanic Degassing. Geological Society, London, Special Publications—Oppenheimer C, Pyle DM, Barclay J, eds. 2003, 213:23–52.
- Wallace P.J. Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data // J. Volcan. Geotherm. Res, 2005, 140, P. 217-240.
- Webster, J.D., Kinzler, R.J., Mathez, E.A. Chloride and water solubility in basalt and andesite melts and implications for magmatic degassing // Geochim. Cosmochim. Acta 1999. V.63, P. 729–738.

РОЛЬ ГАББРОИДНОГО МАГМАТИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ КААХЕМСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО АРЕАЛА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

Сугоракова А.М.

Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия

It is revealed that Kaakhem magmatic granite formation are the consequence in the area occurred in several stages of island arc, accretionary-collisional, post-collisional, intraplate. Stage island arc granitoid magmatism preceded and accompanied by basalt-andesite-rhyolite volcanism.

Accretion-collisional granitoid magmatism begins with the introduction of the gabbroid massifs of elevated alkalinity with intraplate characteristics, which reflect the existence of the Altai-Sayan hot spot of the mantle (mantle plumes). In the time interval from 512 to 474 million years known 3 of the level of gabbroid and 6 granitoid magmatism that means virtually continuous process of granite formation. The majority of these granitoids are located in the West of the area.

After a break of 20-25 million years in the interval 455-445 million years, comes the next main stage of granite post-collisional, also preceded by the formation of gabbroids with intraplate labels. Granitoids of this stage is gasoline llanogrande Pozdnyakovskaya and two-feldspar granitoids branickii occupy a space of hundreds of kilometers and put the main part Kagesawa of the area – in fact Kajencki batholith.

Intraplate next stage of granite is associated with a mantle plume that existed about 300 million years ago. Formed arrays bimodal Association – alkaline gabbroids and granitoids. These associations, though located on the territory of Cachestore of the area, are part of the late Paleozoic East Sayan selfnormalizing province.

Каахемский магматический ареал площадью более 30000 кв.км представляет собой совокупность разнообразных магматических образований, сформированных за длительный период времени с венда по пермь (570-300 млн. лет) в бассейне р. М. Енисей.

При исследованиях центральных и восточных частей Каахемского полиформационного батолита получены принципиально новые результаты, которые позволили выделить Каахемский магматический ареал площадью более 30000 кв.км, включающий в себя:

 Собственно Каахемский аккреционно-коллизионный гранитоидный батолит с синплутоническими габброидами и синхронными игнимбритами;

 Обрамляющие батолит более древние гранитоиды офиолитовых и островодужных ассоциаций;

 А также сквозьструктурную зону бимодального щелочного магматизма, связанного с внутриплитными процессами.

Более 80% площади ареала занимают гранитоидные ассоциации в интервале 500-450 млн. лет, которые составляют собственно Каахемский батолит, сформированный на аккреционно-коллизионном и постколлизионном этапе корообразования в Центральной Азии.

Каахемский гранитоидный батолит сложен низкощелочными (Na₂O+K₂O – 5-7 %) меланогранитоидами (кварцевые диориты, тоналиты) таннуольского комплекса с соотношениями Na₂O:K₂O от 1,5 до 4 и двуполевошпатовыми гранитоидами нормальной щелочности (Na₂O+K₂O – 6,5-8,2) с соотношениями Na₂O:K₂O=1. Поля развития меланогранитоидов приурочены к окраинам Каахемского батолита (480-450 млн. лет), а двуполевошпатовые гранитоиды преимущественно сосредоточены в центральной области батолита (450 млн. лет). Многочисленные габброидные тела внутри батолита (500-450 млн.лет) и исключительно положительные εNd(T) в гранитоидах указывают на значительное участие мантийных масс входе коллизионных событий. Различия в составе гранитоидов обусловлены, по-видимому, первичным составом корового субстрата.

Особенностью этих гранитоидных полей является присутствие, помимо габброидных массивов, многочисленных базитовых включений округлой формы в массивных породах и линзовидной формы в гнейсоватых разностях. Размеры включений от нескольких см до 20-30 см. Частота их встречаемости неравномерна, они могут образовать сгущения, где на 1 кв.м площади встречаются до 5-8 штук, либо равномерно рассеянные через 1-2-5 м. Иногда на протяжении нескольких км они не попадаются. Такого рода мафические включения представляют собой одно из наиболее ярких свидетельств сосуществования и взаимодействия мантийных базальтовых и салических магм – минглинговых и миксинговых процессов. Кроме того, часто встречаются участки развития роев комбинированных даек бимодального состава. Это серии вертикальны даек мощностью 1-1,5 м с базитовой центральной частью и аплитовой извилистой оторочкой по периферии. Базитовые включения до 80 см имеют неправильные формы и фестончатые края.

В составе Каахемского батолита выявлено множество массивов позднекембрийских и ордовикских синплутонических габброидов. Некоторые из них в западной части были уже изучены и продатированы. Мажалыкский массив – 484 млн. лет (U-Pb, Сальникова и др., 2003), 478 млн. лет (Ar-Ar, Бородина и др., 2004). Зубовский массив – 512 млн.лет (Ar-Ar, Руднев и др., 2006). Нами изучены Шуйский (Рис. 1) и Тужеминский массивы.

По Ar-Ar датировке роговой обманки из амфиболового габбронорита Шуйского массива получен возраст $449\pm4,2$ млн. лет – близко совпадающий с возрастом обрамляющих Шуйский массив меланогранитоидов (451 млн. лет, Козаков и др.,1998) и ε Nd(T) = +2.7. Предполагается, что около 451 млн. лет назад, при участии повышенного теплового потока, связанного с внедрением мантийных расплавов, шло формирование кислых расплавов позднетаннуольского (~451 млн. лет) и, затем, бреньского (~450 млн. лет) комплексов.

Полученный нами предварительный результат – 500 ± 10 млн.лет по циркону и єNd(T) = + 6,2 для габброноритов биотитовых синплутонического Тужеминского массива в восточной области батолита значительно расширяет диапазон развития коллизионных мантийно-коровых событий.

По данным Sm-Nd изотопных исследований амфиболовый габбронорит Шуйского массива характеризуется весьма низким положительным значением параметра ϵ Nd(T) = +2.7, которое даже ниже, чем в кварцевых диоритах позднетаннуольского комплекса (ϵ Nd(T) = +3.4) (Козаков и др., 2003). Кроме этого, значение параметра ϵ Nd(T) последова-
тельно увеличивается в более древних по возрасту породах габброидных массивов Тувы, в т.ч., в раннеордовикских габброидах Мажалыкского массива ($\epsilon Nd(T) = +4.8...+5.7$), образование которых связывают с тепловым воздействием мантийного плюма на метасоматизированную предшествующими субдукционными процессами деплетированную мантию (Сальникова и др., 2004; Бородина и др., 2004), в позднекемрийских габброидах Тужеминского массива ($\epsilon Nd(T) = + 6,2$) и в раннекембрийских надсубдукционных габброидах Ирбитейского массива ($\epsilon Nd(T) = +7.8$) Монгуш и др., 2011).

В целом, полученные нами изотопно-геохимические данные можно интерпретировать следующим образом: на постсубдукционном этапе эволюции магматизма Тувы в мантийных источниках магм доля деплетированной мантии, характеризующаяся, в частности, высокими положительными значениями єNd(T), существенно уменьшилась, а доля обогащенной радиогенным Nd мантии, поставщиком которой вероятнее всего был мантийный плюм, наоборот, увеличилась. Для Шуйского массива, судя по Sm-Nd изотопным данным, доля обогащенного мантийного источника (или вещества мантийного плюма) была больше по сравнению с Мажалыкским массивом. При этом, как показывают геохимические данные, в мантийных источниках габброидов Шуйского массива определенная доля принадлежала деплетированному мантийному источнику, который был, вероятно, модифицирован надсубдукционными флюидами. Таким образом, исходные магмы рассматриваемых габброидов могли образоваться в результате смешения расплавов, полученных в результате плавления деплетированного и обогашенного мантийных источников. Можно также предположить, что около 451 млн. лет назад, при участии повышенного теплового потока, связанного с внедрением мантийных расплавов, шло формирование кислых расплавов позднетаннуольского (около 451 млн. лет) и, затем, бреньского (около 450 млн. лет) комплексов. Таким образом, в ходе исследования магматических ассоциаций Каахемского магматического ареала выявлены как минимум 2 разновозрастные бимодальные ассоциации: базит-гранитоидный – 500 и 450 млн. лет и 1 пикрит-щелочногранитоидный - около 300 млн. лет.

Особенностью этих гранитов является присутствие многочисленных базитовых включений округлой формы в массивных породах и линзовидной формы в гнейсоватых разностях. Размеры включений от нескольких см до 20-30 см. Частота их встречаемости неравномерна, они могут образовать сгущения, где на 1 кв.м площади встречаются до 5-8 штук, либо равномерно рассеянные через 1-2-5 м. Иногда на протяжении нескольких км они не попадаются. Такого рода мафические включения представляют собой одно из наиболее ярких свидетельств сосуществования и взаимодействия мантийных базальтовых и салических магм – минглинговых и миксинговых процессов.

Показана возможность синхронного формирования составляющих вулканоплутонических ассоциаций. На основе U-Pb датирования игнимбритов в составе Каахемского магматического ареала впервые выделена позднеордовикская Бреньская гранитоидно-игнимбритовая вулканоплутоническая ассоциация. U-Pb возраст гранитов 450±5 млн. лет (Руднев и др., 2006) и игнимбритов 446±6 млн. лет (Сугоракова, 2014, 2016) в пределах погрешности совпадает, что говорит об одновременности их формирования.

Плутоническую часть этой ассоциации составляет Бреньский гранитоидный массив (~1500 км²) одноименного комплекса, позднеордовикский (450±5 млн.лет.) возраст которого достоверно установлен лишь в последние годы по двуполевошпатовым гранитам (Руднев и др., 2006). Вулканическая составляющая представлена игнимбритами сайлыгской толщи, пространственно тяготеющими к западной и северной окраинным участкам Бреньского гранитоидного массива.. Ранее она считалась нижнедевонской, но к настоящему времени нами стратиграфическими и фаунистическими данными также доказан её донижнедевонский уровень. Площади наиболее крупных полей игнимбритов составляют ~350 и ~100 км². Местами наблюдается постепенный переход в ряду: граниты – гранит-порфиры – риолит-порфиры с обломками гранитов – обломочные вулканиты (игнимбриты).

Петрохимический, редкоэлементный состав гранитоидов Бреньского массива и игнимбритов полностью идентичен. Сумма РЗЭ – 180-230 г/т. Граниты и игнимбриты характеризуются также близким изотопным составом Nd и Sr: εNd(T) обязательно положительна и равна 0,4–4,8 (граниты) и 2,7–4,1 (игнимбриты); отношение 87Sr/86Sr составляет 0,7132–0,7159 (граниты) и 0,7094–0,7174 (игнимбриты). В свете полученных данных игнимбритовые поля также являются частью собственно Каахемского батолита.

Таким образом, масштабное гранитообразование, окончательно запечатавшее в ордовике аккреционно-коллизионную структуру Алтае-Саянской области, в ряде случаев сопровождалось не менее масштабной вулканической деятельностью с ингимбритовым типом извержения.

Впервые в составе Каахемского магматического ареала выделены бимодальные пикрит-щелочногранитоидные ассоциации пород поздний-карбон-раннепермского возраста (Шивейский щелочногранитоидный и Чадалский габброидный массивы). По щелочным кварцевым сиенитам щелочным гранитоидам Шивейского массива (500 км²) U-Pb методом по циркону получены следующие конкордантные возрасты: 297,1±3,8 и 293,3±3,8 млн. лет. (Сугоракова и др., 2011) Полученный результат єNd(T) = +3.4 по щелочным сиенитам указывают на участие мантийного компонента при формировании Шивейского массива.

Чадалский массив (4х3 км), контактирующий с крайне северной окраиной Шивейского массива по правобережью р. М.Енисей (р.Чадал), также выделен нами впервые (рис. 2). В его составе развиты оливиновые габбро, габбронориты, амфиболовые габбро мелко-средне-крупнозернистые. Почти все разновидности пород, особенно оливиновые габбро, содержат флогопит от 1 до 5%, иногда до 8%. По петрогеохимическому составу породы Чадалского массива характеризуются повышенными содержаниями TiO2 (0,62-2,49), P2O5 (0,15-1,50%), Na2O+K2O (1,24-6,60%), ΣP3Э (25-75 г/т), Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Та по сравнению с другими мафит-ультрамафитовыми массивами региона. Наблюдается резкая дискретность по содержанию MgO в оливиновых габбро (24,57; 25,54; 28,40; 9,20%) и габброноритах (3,50-6,80%). По уровню накопления РЗЭ и форме спектров распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ, где (La/Yb) N=2,96-3,47, массив близок к высокотитанистым анортозит-пироксенит-габбровой ассоциации (Изох и др., 1998). При сравнении хондрит-нормированных значений РЗЭ габброидов с таковыми щелочных гранитоидов и ОІВ на спайдерграмме выявляется, что при близких значениях тяжелых лантаноидов в OIB, гранитоидах и габброидах, последние в основном резко обеднены легкими РЗЭ. При этом одна проба характеризуется, наоборот, резким, до 90 хондритовых единиц, обогащением легкими РЗЭ. Такое неравномерное накопление РЗЭ в массиве можно объяснить способностью легких лантаноидов входить в неструктурные примеси, сосредоточенные в межзерновых и внутризерновых микротрещинах, а также в различных микровключениях (Леснов, 2007), что может быть объяснено наличием минглинговых соотношений с шелочными гранитоилами Шивейского массива, то есть механическими повреждениями кристаллов.



Рис. 1. Геологическая карта района Шуйского габброидного массива (а). Карта составлена авторами в 1990-1991 гг. 1 – четвертичные рыхлые образования; 2 – вендские (?) метапорфириты, кремнистые сланцы и мраморы харальской серии; 3 – щелочногранитоидная ассоциация (297-293 млн.лет); 4 – габброиды (около 300 млн.лет); 5 – двуполевошпатовые гранитоиды бреньского комплекса (450 млн.лет); 6-8 – гранитоиды таннуольского комплекса: 6 – плагиограниты, 7 – тоналиты, 8 – кварцевые диориты; 9 – позднеордовикские габброиды (около 450 млн.лет); 10 – габброиды и гипербазиты офиолитового комплекса; 11 – тесхемский метаморфический комплекс (гнейсы, гнейсо-мигматиты, мигматиты); 12 – разломы (а), интрузивные контакты (б), фациальные или переходные зоны (в). Цифры в кружках: 1 – Шуйский массив, 2 – Майский массив. 1526 – точка отбора образцов.

Тектоническая схема Восточной Тувы (б). 1 – рыхлые отложения Убсунурской котловины; 2 – постсилурийские наложенные ассоциации; 3 – поздние каледониды; 4 – ранние каледониды; 5 – Агойский метаморфический блок; 6 – офиолитокластовые олистостромы; 7 – Тувино-Монгольский массив; 8 – район Шуйского габброидного массива (а), Мажалыкский массив (б), Ирбитейский массив (в).

Главной особенностью взаимоотношений этих массивов является их тесное переплетение в пространстве развития габброидов, то есть взаимное проникновение друг в друга с образованием крупных и мелких, брекчиеподобных и каплеобразных обособлений габброидов в сиенитах и гранитах и наоборот, сиенитов в габброидах. Подобные соотношения обычно рассматриваются как механическое смешение или минглинг базитовых и салических расплавов при их одновременном внедрении. В данном случае минглинговые соотношения сложились в магматической камере. Масштабы проявления минглинга простираются во весь габброидный массив. По геологическим наблюдениям, зона смешения составляет площадь около 12 кв.км и, в принципе, эту зону можно назвать сетчатой интрузией. Помимо минглинга в зоне смешения происходили и процессы миксинга с формированием гибридных сиенодиоритов (крупные до 1,5 кв.км тела).

Сиенодиориты. Желтовато- розовато-серые крупно-гигантопорфиробластовые мелко-среднезернистые такситовые породы. Крупные до 1,5–2 см. фенобласты пелитизированного калишпат-пертита, неравномерно разбросанные по мелко-среднезернистой, обогащенной темноцветными минералами диоритоподобной основной массе, сложенной зональным плагиоклазом с оторочкой калишпата, с антипертититовыми вростками и кварцем (около 10%). Присутствуют пироксен, роговая обманка, биотит в разных сочетаниях и в различной степени измененные. Структуры основной массы аллотропноморфнозернистая, частично катаклазированная, беспорядочная, с элементами коррозионной. По химическому и минеральному составу они близки и к субщелочным кварцевым диоритам и к щелочным кварцевым сиенитам, имея низкий кремнезем первых и высокую щелочность вторых и отличаясь от них резкой порфировидностью.

Учитывая минглинговые соотношения с раннепермским Шивейским массивом, предполагается такой же возраст гаоброидов Чадалского массива. В целях уверенности в этом нами отобраны монофракции флогопита из габброидов для геохронологических исследований Ar-Ar методом.

Близкий возраст получен также для Улуг-Танзекского щелочногранитоидного массива: Ar-Ar методом по рибекиту из полилитионитсодержащих рибекитовых гранитов - 296±2 млн.лет и U-Pb методом по циркону из мусковитовых кварц-альбит-микроклиновых гранитов - 301±3 млн. лет. Установлен также возраст бериллиевого месторождения Снежное на Восточных Саянах - 305-306 млн. лет при первичном изотопном отношении стронция (87Sr/86Sr)t= 0.7065. Этот возраст согласуется со временем образования многочисленных массивов редкометальных щелочных гранитоидов в Восточном Саяне и в Восточной Туве (включая Улуг-Танзекский, Шивейский массивы), что позволило выделить область их распространения в качестве Восточно-Саянской зоны щелочного магматизма. Область распространения этих гранитоидов выделена уже как позднепалеозойская Восточно-Саянская редкометальная щелочногранитная металлогеническая зона, специализированная на Nb, Ta, Be, Li, Zr, Th, REE оруденение. Определена связь Восточно-Саянской металлогенической зоны с формированием Баргузинской магматической провинции. Зона возникла в периферической ее части и по составу магматических ассоциаций, и металлогенической специализации подобна другим периферическим зонам этой провинции. Формирование Баргузинской магматической провинции в целом и, в частности, Восточно-Саянской металлогенической зоны связывается с мантийным плюмом, который был перекрыт в конце карбона-начале перми южным (в современных координатах) краем Сибирского палеоконтинента.

Таким образом, выявлено, что гранитообразование в Каахемском магматическом ареале происходило в несколько этапов – островодужный, аккреционно-коллизионный, постколлизионный, внутриплитный. Островодужный этап гранитоидного магматизма предварялся и сопровождался базальт-андезит-риолитовым вулканизмом. Аккреционно-коллизионный гранитоидный магматизм начинается внедрением габброидных массивов повышенной щелочности с внутриплитными характеристиками. В интервале времени с 512 до 474 млн.лет нам известны 3 уровня проявления габброидного и 6 – гранитоидного магматизма, что говорит о практически непрерывном процессе гранитообразования. Преобладающая часть этих гранитоидов расположена на западе ареала.

После перерыва в 20-25 млн. лет, в интервале 455-445 млн. лет, наступает следующий, основной этап гранитообразования – постколлизионный, также предваряемый формированием габброидов с внутриплитными метками. Гранитоиды этого этапа – гнейсовидные меланогранитоиды позднетаннуольские и двуполевошпатовые гранитоиды бреньские, занимают пространства в сотни километров и слагают основную часть Каахемского ареала – собственно Каахемский батолит.

Следующий внутриплитный этап гранитообразования связан с мантийным плюмом, существовавшем около 300 млн. лет назад. Формировались массивы бимодальной ассоциации – габброиды и щелочные гранитоиды. Эти ассоциации, хоть и расположены на территории Каахемского ареала, являются частью позднепалеозойской Восточно-Саянской щелочногранитоидной провинции.

Список литературы

- Бородина Е.В. Егорова В.В. Изох А.Э. Петрология ордовикских коллизионных расслоенных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 9. С. 1074-1091.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Коваленко в.И., Котов А.Б., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возраст постколлизионного магматизма ранних каледонид Центральной Азии (на примере Тувы) // Доклады РАН. – 1998. – Т. 360. – № 4. – С. 514-517.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491-512.
- Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах: в 2 кн. Кн. 1: Главные типы пород. Породообразующие минералы. Новосибирск: Академическое издательство «Гео». 2007. 403 с.
- Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде-раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика. 2011. № 5. С. 649-665.
- Монгуш А.А., Сугоракова А.М. Возраст и источники магм постколлизионных габброидов Каахемского магматического ареала, Восточная Тува: результаты первых 49Аг/39Аг и Sm-Nd исследований // Геохимия. – 2013. – № 11. – С. 1042-1047.
- Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (В.Тува): состав, возрасты, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. – 2006. – № 1. – С. 30-42.
- Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоы Западной Монголии. – Новосибирск: Издательство СО РАН. – 2013. – 300 с.
- Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю. Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – № 9. – С. 1572-1600.
- Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козаков И.К., Ойдуп Ч.К., Монгуш А.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Возраст и геодинамическая позиция перидотит-пироксенит-анортозит-габбрового мажалыкского комплекса, Восточная Тува // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 656-662.
- Сугоракова А.М. О синхронности формирования гранитоид-игнимбритовой ассоциации в Каахемском магматическом ареале (Восточная Тува) // Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора: Материалы II международной геологической конференции , 17–20 авг. 2014 г., Новосибирск, Россия. – Новосибирск: Издательство СО РАН. – 2014. – С. 194-195.
- Сугоракова А.М. Бреньская синхронная вулканоплутоническая ассоциация (Каахемский магматический ареал, Восточная Тува) // Петрология магматических и метаморфических комплексов / VIII Всероссийская петрографическая конференция с международным участием (28 ноября-3 декабря 2016 г., ТГУ. Томск). С. 292-296.

РТ – ТРЕНД МЕТАМОРФИЗМА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЦИРКОНА В ГЛИНОЗЕМИСТЫХ МИГМАТИТАХ ИРКУТНОГО БЛОКА (ШАРЫЖАЛГАЙСКИЙ ВЫСТУП СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Сухоруков В.П., Туркина О.М.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, СО РАН, пр. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090, Россия; e-mail: svp@igm.nsc.ru

METAMORPHIC PT-PATH AND ZIRCON FORMING CONDITIONS IN ALUMINA MIGMATITES OF IRKUT BLOCK (SHARYZHALGAI UPLIFT OF SIBERIAN CRATON)

Sukhorukov V.P., Turkina O.M.

VS Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia; e-mail: svp@igm.nsc.ru

We present the results of study of garnet-cordierite migmatites of migmatite–gneiss complex of the Irkut terrane (Sharyzhalgai uplift, southwestern Siberian craton). The migmatite–gneiss complex of the Irkut terrane formed in the Paleoproterozoic, at 1.85–1.86 Ga.

The mineral assemblage of alumina migmatites is Grt+Sil+Bt+Kfs+Pl+Qz (+Crd+Opx+Spl). Mineral reaction textures are widely spread in the rock. They include cordierite-orthopyroxene and cordierite-quartz rims around garnet, cordierite-spinel rims around sillimanite and low-Ti biotite rims around cordierite. The peak PT-parameters of metamorphism was estimated using Ti-in-Zrn and Zr-in-Rt geothermometer and Grt-Pl-Sill-Qz geobarometer. They fall into the range 850-870°C and 7-8 kbar. The presence of perithectic garnet in leucosome, presence of rutile, data of geobarometers and data of thermodynamic modeling with PERPLEX 672 software indicate that forming of all cordierite-bearing symplectites took place during the retrograde stage of metamorphism with pressure decreasing.

Two types of zircons were distinguished in migmatites. The first one is granulite zircon which forms unzoned rims around detrital cores and multifaced round grains, the second is prismatic idiomorphic grains with oscilatory zoning which are typical for magmatic rocks. The former type has low content of U (212-440 ppm), Th (18-60 ppm) and low Th/U ratio (0.07-0.17). They also have low HREE (Yb=8-19 ppm) and Y (54-140 ppm) and flat distribution of HREE with low (Lu/Gd)_n (0.5-1.4). The latter type has low U (99-745 ppm) but high Th content (35-486 ppm) and Th/U ratio 0,36-1,01typical for magmatic zircons. They have higher than multifaced zircons content of HREE (Yb = 314-1341 ppm, Y = 1818-4077 ppm) and rather steep specter of HREE distribution (Lu/Gd = 10.8 - 23.9). We conclude that the multifaced zircon has grown simultaneously with garnet near the peak of metamorphism and idiomorphic grains during retrograde stage with temperature decreasing and crystallization of partial melt.

Связь возраста, полученного по акцессорным фазам с минеральными парагенезисами, образованными при определенных температуре и давлении, является ключевым аспектом для реконструкции P-T-t тренда метаморфизма (Rubatto, 2002; Kelsey et al., 2008). Несмотря на то, что U-Pb возраст акцессорных минералов может быть определен достаточно точно, его геологическое значение может быть неоднозначно до тех пор, пока он не привязан к определенным парагенезисам породообразующих минералов. Для решения подобных задач в последнее время большое внимание уделяется анализу редкоэлементного состава сосуществующих минералов. Изучение редкоэлементного состава циркона совместно с реконструкцией минеральных реакций и PT – пути образования породы является наиболее перспективным подходом для понимания условий и параметров образования циркона.

Геологичсекое положение. Шарыжалгайский выступ представляет собой южное обнаженное окончание Тунгуской провинции фундамента Сибирской платформы. Иркутный блок сложен породными ассоциациями, метаморфизованными от амфиболитовой до гранулитовой фации и включающими ортогнейсы среднего и кислого состава, метабазиты, гранат-биотитовые и высокоглиноземистые кордиерит- и силлиманитсодержащие гнейсы, мраморы и кальцифиры (Ножкин, Туркина, 1993; Ножкин и др., 2001; Гладкочуб и др., 2005; Poller et al., 2005). Для метамагматических пород по цирконам установлено два этапа метаморфизма: 2.55-2.6 и 1.85-1.86 млрд лет, которые коррелируют с образованием гранитов (2.53-2.54 и 1.85-1.86 млрд лет) (Гладкочуб и др., 2005; Poller et al., 2005; Сальникова и др., 2007; Turkina et al., 2012).

На северо-западе Иркутного блока (водораздел р.р. Китой и Тойсук) высокоглиноземистые гнейсы с гранатом, кордиеритом и силлиманитом установлены в виде относительно маломощных (до 50 м) «прослоев» (пластин), которые чередуются с гиперстенсодержащими ортогнейсами кислого состава (Туркина, Сухоруков, 2015).

Петрография и минералогия. Породы представлены среднезернистыми мигматизированными гнейсами с прослоями лейкосомы. Мощность лейкосомы составляет от первых миллиметров до 2-5 см. Для детального исследования были отобраны: образец меланократового гранат-кордиеритового гнейса с небольшими линзовидными прослоями лейкосомы и образец существенно гранат-полевошпатовой лейкосомы с маломощными прослоями меланосомы. Обе выбранные породы содержат 15-17 мас. % Al₂O₂.

Меланократовый гнейс состоит из граната (до 20 %), кордиерита (10-30%), силлиманита (до 10%), кварца (10-15 %), плагиоклаза и калишпата (по 10-15 %), кроме того, присутствуют биотит (5 %), шпинель (5 %), ортопироксен (до 5 %), из акцессорных минералов – монацит, рутил и циркон. Гранат имеет размер до 8 мм в диаметре и содержит включения плагиоклаза, кварца и монацита (размером до 0,3 мм). Порода характеризуется широким развитием реакционных минеральных микроструктур вокруг граната и силлиманита. 1. Шпинель-кордиеритовые симплектиты вокруг зерен граната; 3. Кварц-кордиеритовые каймы вокруг зерен граната; 4. Мономинеральные биотитовые оторочки, окружающие ортопироксен-кордиеритовые симплектиты по гранату.

Линзовидные прослои лейкосомы мощностью 1-5 мм сложены преимущественно гранатом, полевыми шпатами и кварцем, акцессорные минералы представлены цирконом и рутилом. Зерна граната размером около 0,5 мм часто образуют срастания с округлыми зернами циркона и игольчатыми кристаллами рутила. Рутил также содержится в гранате в виде включений. Кордиеритовые симплектиты вокруг них отсутствуют. Контакт с лейкосомой носит неровный, волнистый характер, в лейкосоме встречаются отдельные фрагменты гнейса. Лейкосома состоит из граната (10%), кварца (30-50%), плагиоклаза (до 20-30%), калиевого полевого шпата (5-15%), биотита (до 5%). В качестве акцессорных минералов широко распространены рутил и циркон.

В меланократовом гнейсе гранат имеет неправильную форму, кристаллы резорбированы по краям вследствие развития кордиеритовых кайм с включениями кварца и ортопироксена. Наблюдаются вариации в содержании альмандинового и пиропового компонентов от зерна к зерну от Alm 72-74, Prp 20-23 в одних зернах до Alm 77-79, Prp 15-18 в других, при этом содержания спессартина и гроссуляра меняются незначительно: Grs 3-4, Sps 2-3. Железистость кордиерита в симплектитах со шпинелью составляет 29-31 %, в каймах вокруг граната F = 18 - 33 %, всегда наблюдается ее снижение по направлению к зерну граната. Биотит в матриксе меланосомы F = 47-54 %, TiO₂ = 3.2-4.7 мас. %. В оторочках вокруг кордиерита, замещающего гранат F = 39-40 %, TiO₂ = 2.0 - 2.1 мас. %. Ортопироксен (Al₂O₂ = 4.3 - 4.34.9 мас. %) встречается только в каймах вокруг зерен граната в срастании с кордиеритом. Плагиоклаз во включениях в зернах граната имеет основность 34-35, в каймах вокруг кордиерита – 32-35, в матриксе встречаются плагиоклазы с основностью 35-38. В прослоях лейкосомы состав граната -Alm 60-62, Prp 34-36, Grs 2, Sps 2. Основность плагиоклаза хАп равна 27-29 (табл. 3), биотит имеет F = 40-45%, TiO₂ = 3.7 - 6 мас. %.

Термометрия. Для оценки температуры пика метаморфизма использовались парные геотермометры по содержанию циркония в рутиле (Zr-in-Rt) и титана в цирконе (Tiin-Zrn) (Watson et al., 2006). Циркон и рутил из парагнейсов обладают узкими диапазонами концентраций Ti (20-29 ppm) и Zr (1800-2719 ppm) соответственно. Среднее значение температуры по 6 анализам циркона составляет 825°С. Температурные оценки, по содержанию циркония в рутиле, равны T=853±12°С и 834±14°С для двух образцов парагнейсов.

Оценки давления, полученные по составам граната и плагиоклаза из матрикса породы (xAn = 0.378) с использованием Grt-Pl-Sil-Qz геобарометра (Koziol, Newton, 1988), составляют P = 7,7 кбар для температуры около T = 850° С, полученной по Ti-in-Zrn и Zr-in-Rt геотермометрам.

Моделирование фазовой диаграммы. Реконструкция РТ – тренда метаморфизма проводилась на основании интерпретации реакционных минеральных микроструктур с учетом данных минералогической термобарометрии и термодинамического моделирования с использованием программного комплекса Perplex 672 (Connoly, 1990, 2009). Для моделирования был использован состав меланократового гнейса, содержащего тонкие (1-2 мм) линзовидные обособления лейкосомы. Малая мощность этих прослоев и незначительное количество лейкосомы в образце позволяет предположить, что она была сформирована in situ и не испытала существенных перемещений.

На полученной в результате моделирования диаграмме линия солидуса располагается при температуре около T = 830°C и практически не зависит от давления в исследуемом диапазоне P-T - параметров. Поле устойчивости кордиерита располагается в области ниже 7 кбар (рис. 1). Область устойчивости ортопироксена расположена при давлениях ниже 5-6 кбар и в рассматриваемом диапазоне P-T – условий находится полностью в поле существования расплава. Поле

рутила локализовано в области выше P = 7 кбар и T = 850°C.

Редкоэлементный состав циркона и граната. В гранат-кордиеритовых парагнейсах выделяется три существенно различающиеся по морфологии и внутреннему строению разновидности цирконов: призматические, многоплоскостные округлые и тонкоигольчатые. Цирконы первой разновидности представлены преимущественно призматическими до длиннопризматических кристаллами размером 100-200 мкм с коэффициентом удлинения 1:2 до 1:3, реже встречаются субизометричные зерна и обломки округлой или неправильной формы. Для большинства цирконов типичны ядра округлой или обломочной формы, занимающие большую часть объема зерна. Ядра характеризуются наличием в катодолюминесцентном изображении тонкой осцилляторной или полосчатой зональности. К метаморфогенной генерации циркона принадлежат типичные для пород метаморфизованных в гранулитовой фации (Corfu et al., 2003) субизометричные многоплоскостные кристаллы циркона с секториальной зональностью (рис. 2 а), содержащие мелкие ядра, а также тонкие темные и незональные в КЛ оболочки на детритовых ядрах циркона. Многоплоскостные цирконы характеризуются пониженным содержанием U (212-440 ppm), низким Th (18-60 ppm) и соответственно, пониженным Th/U (0.07-0.17).

Многоплоскостные кристаллы циркона в большинстве случаев имеют не типичное для магматических цирконов низкое содержание тяжелых лантаноидов (Yb=8-19 ppm) и Y (54-140 ppm) и «плоское» распределение тяжелых P3Э (рис. 3 а) с крайне низким (Lu/Gd)_n (0.5-1.4). По указанным характеристикам они отвечают цирконам, образующимся при высокотемпературном метаморфизме одновременно с гранатом, концентрирующим тяжелые лантаноиды и Y (Hoskin, Schaltegger, 2003).

Игольчатые ограненные кристаллы циркона имеют размер около 200 мкм по длинной оси, коэффициент удлинения составляет 1:4. Зерна характеризуются тонкоритмичной зональностью в CL (рис. 2 б). Они также имеют пониженное содержание U (99-745 ppm), однако более высокое содержание Th (35-486 ppm) чем многоплоскостные, соответственно Th/U отношение принимает более высокие значения, чем в многоплоскостных кристаллах 0,36-1,01 и отвечает диапазону для магматических цирконов. Игольчатые кристаллы имеют повышенное по сравнению с многоплоскостными содержание тяжелых лантаноидов (Yb = 314-1341 ppm, Y = 1818-4077 ppm) и крутой спектр в области тяжелых РЗЭ (Lu/ Gd = 10.8 – 23.96 рис. 3 б). По этим характеристикам игольчатые цирконы близки к цирконам магматического происхождения и резко отличаются от многоплоскостных зерен. Крутой спектр в области тяжелых РЗЭ указывает на отсутствие влияния конкурирующего роста граната. Отчетливо выраженный европиевый минимум (Eu/Eu*= 0,15-0,41) свидетельствует о росте этих зерен из расплава обеденного Еи или одновременно с кристаллизацией плагиоклаза.

Мелкие зерна граната в лейкосоме близки между собой по содержанию РЗЭ, Ү, Zr. Они характеризуются нефракционированными спектрами в области тяжелых РЗЭ с (Yb/Gd) _n отношением, составляющим (0.7-1.7) и имеют резкий европиевый минимум Eu/Eu*=0.16-0.27 (рис. 7а). Гранаты из меланосомы имеют более низкое (Yb/Gd)_n отношение (0.3-0.5) и менее выраженный европиевый минимум Eu/Eu*=0.33-0.78. Исключение составляет краевая часть одного из зерен в меланосоме, которая по величинам (Yb/Gd)_n = 0.9 и Eu/Eu* = 0.07 - приближается к гранатам из лейкосомы. Относительное обогащение граната из меланосомы Eu коррелирует с более высоким содержанием в нем Grs компонента (до 4.4) в сравнении с гранатом из лейкосомы.



Рис. 1 — фазовая диаграмма, построенная с использованием программы PERPLEX 672 (Connoly, 1990, 2009) для образца глиноземистого мигматита. Пунктирной стрелкой показан предполагаемый тренд метаморфизма.

РТ – тренд метаморфизма. Интерпретация наблюдаемых микроструктур во многих случаях неоднозначна, а зачастую, невозможна без привлечения дополнительных данных. Кордиерит-кварцевые и кордиерит-гиперстеновые симплектиты, замещающие гранат широко распространены в породах гранулитовых комплексах (Hollis et al., 2006; Ваba, 2003, Геря, 1999; Сухоруков 2013, Brown, 2002). Их возникновение возможно как на прогрессивной стадии метаморфизма в результате цикла нагревания-охлаждения, так и на регрессивной стадии в результате снижения давления. Обычно прогрессивный характер этих реакций отмечается в изобаричсеких ореолах умеренного и низкого давления, а в более высокобарических условиях они формируются на регрессивной стадии.

Экспериментальные работы по плавлению метапелитов (Velzeuf. 1988, 1994), а также расчетные данные (Brown, 2010) показали строгую зависимость появляющейся в равновесии с расплавом фазы (гранат или кордиерит) от давления. Аналогичные данные получены нами при выполнении расчетов фазовых диаграмм для изучаемых пород (Рис.). Верхняя граница появления кордиерита в них находится при давлении около 7 кбар. Лейкосома изучаемых образцов обогащена гранатом, кордиерит в ней отсутствует как в виде самостоятельных кристаллов, так и в виде реакционных кайм. Исходя из этого можно предположить, что на пике метаморфизма происходила кристаллизация именно граната, а не кордиерита. Нижняя граница устойчивости рутила, распространенного в образцах также составляет около 7 кбар (рис. 1). Эти параметры соответствуют РТ - оценкам, полученным по изоплетам состава граната Т = 870°С, Р = 7,5 кбар. Пиковые температуры близки к данным по содержанию цирконий в рутиле (Т = 850°C). На основании этих данных можно предположить. что на пике метаморфизма происходила кристаллизация граната, а кордиерит развивался позже, на регрессивной стадии.

Пиковая ассоциация Grt+Sil+Pl+Kfs+Qz+L+Rt. Таким образом, наблюдаемые в породах ракционные структуры могут быть объяснены в рамка модели субизотермического снижения давления (ITD) с последующим остыванием.

Вывод о подобном характере P-T – тренда ранее был сделан для мигматитов и парагнейсов юго-восточной части Иркутного блока в разрезе на побережье оз. Байкал (Сухоруков, 2013), для которых декомпрессионный характер P-T эволюции подтверждается появлением андалузита в регрессивных структурах, замещающих исходные силлиманитсодержащие парагенезисы, но полученные оценки близких к пиковым температур не превышали T = 800°C при P = 6-7 кбар.

Соотношение времени образования циркона с P-T трендом метаморфизма. Ключевым вопросом реконструкции метаморфической истории пород является связь формирования циркона с минеральными ассоциациями, прежде всего образующимися вблизи пиковых условий метаморфизма. Рост и преобразование циркона при метаморфизме обусловлены несколькими процессами: образованием циркона в твердофазном состоянии в результате разложения или обменных реакций цирконийсодержащих минералов; растворением ранее существовавшего циркона и его переотложением в субсолидусных условиях или при появлении расплава; кристаллизацией из расплава при понижении температуры (Schaltegger et al., 1999; Hoskin, Black, 2000; Hoskin, Schaltegger, 2003; Harley et al., 2007; Jiao et al., 2013 и др.).

Для рассматриваемых парагнейсов наиболее вероятным представляется формирование циркона либо в субсолидусных условиях и при начинающемся частичном плавлении, либо на регрессивном этапе при кристаллизации расплава с понижением температуры. О начале процессов частичного растворения циркона свидетельствует округлая или сглаженная форма ядер в призматических зернах.



Рис. 2. Катодолюминисцентное изображение зерен многоплоскостных (а) и игольчатых (б) цирконов из глиноземистых мигматитов. На рис. а Показано положение точек датирования и значения возраста (млн лет) по ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb.



Рис. 3. Распределение РЗЭ для многоплоскостных (а) и игольчатых (б) цирконов.

Низкое содержание тяжелых лантаноидов, Y и низкое (Lu/Gd)_п, установленные для многоплоскостных кристаллов циркона являются типичными для цирконов, образующихся при высокотемпературном метаморфизме одновременно с гранатом (Hoskin, Schaltegger, 2003). Заметное обеднение и плоские спектры тяжелых P3Э обнаруживается и в самом гранате (Yb/Gd = 0.7-1.7). Близкие к 1 коэффициенты распределения (Kd) тяжелых P3Э между цирконом и гранатом, согласующиеся с экспериментально установленными величинами Kd (Rubatto, Hermann, 2007; Taylor et al., 2015), свидетельствуют в пользу одновременного роста циркона и граната в субсолидусных условиях или в начале частичного плавления в результате растворения/ переотложения циркона.

Формирование игольчатых кристаллов циркона происходило, по всей видимости, на стадии снижения температуры при кристаллизации расплава. Температуры образования большинства проанализированных зерен лежит в интервале T=781-855℃. В это время уже не происходил рост граната и возможно отчасти происходило его растворение с обогащением расплава тяжелыми РЗЭ и Ү. Об этом свидетельствует значительное обогащение игольчатых кристаллов тяжелыми РЗЭ по сравнению с многоплоскостными. Относительно большая отрицательная аномалия по европию, характерная для магматических цирконов, свидетельствует в пользу кристаллизации игольчатых зерен из расплава.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 15-05-02964).

Список литературы

- Геря Т.В. РТ-тренды и модель формирования гранулитовых комплексов докембрия. Дис. докт. геол-мин. наук. М.: МГУ. 1999. 354 с.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Китойский комплекс гранитоидов (юг Сибирского кратона): структурно-геологическая позиция, состав, возраст и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1139-1150.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск, Изд-во ОИГГМ РАН. 1993. 223 с.
- 4. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Мельгунов М.С. Геохимия метаосадочно-вулканогенных толщ и гранитоидов Онотского зеленокаменного пояса // Геохимия. 2001. № 1. С. 31-50.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др. Возрастные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутного блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2007. Т. 15. №4. С.3-19.
- Сухоруков В.П. Декомпрессионные минеральные микроструктуры в гранулитах Иркутного блока (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9 С. 1314-1335.
- Туркина О.М., Сухоруков В.П. Раннедокембрийские высокометаморфизованные терригенные породы гранулитогнейсовых блоков Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. С. 1116-1130.
- Baba S. Two stages of sapphirine formation during prograde and retrograde metamorphism in the Palaeoproterozoic Lewisian Complex in South Harris, NW Scotland // J. Petrol. 2003. V. 44. P. 329–354.
- Brown M. The petrogenesis of some migmatites from the presquile de Rhuys, southern BrittAny, FrAnce // Migmatites, Melting and Metamorphism / Eds. Atherton,

M.P., Gribble, C.D., NAntwich, Shiva Publishers Ltd. P. 174-200.

- Connolly J.A.D. Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics // Amer. J. Science. 1990. V. 290. P. 666–718.
- Connolly J.A.D. The geodynamic equation of state: what and how // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2009. V. 10. N. 10.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., et al., Atlas of Zircon Textures // Zircon /Ed. J.M. Hanchar and P.W.O. Hoskin. Rev. Mineral. Geochem. Mineralogical Society of America. Washington D.C. 2003. V. 53. P. 469-500.
- Harley S.L., Kelly N.M., Möller A. Zircon behaviour and the thermal history of mountain chains // Element. 2007. V. 3. P. 25-30.
- Hollis J.A., Harley S.L., White R.W. et al. Preservation of evidence for prograde metamorphism in ultrahightemperature, high-pressure kyanite-bearing granulites, South Harris, Scotland // J. Metamorphic Geol. 2006. V. 24. P. 263–279.
- Hoskin, P.W.O., Black, L.P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon // J. Metamorphic Geol. 2000. V. 18. P. 423–439.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Zircon /Ed. J.M. Hanchar and P.W.O. Hoskin. Rev. Mineral. Geochem. Mineralogical Society of America. Washington, D.C. 2003. V. 53. P. 27-62.
- 17. Jiao S., Guo J., Harley S. et al.. Geochronology and trace element geochemistry of zircon, monacite and garnet from garnetite and/or associated other high-grade rocks: implications for Paleoproterozoic tectonothermal evolution of the Kondalite Belt, North China Craton // Precambrian Research. 2013. V. 237. P. 78-100.
- Kelsey D.E., Clark C., Hand M. Thermobarometric modelling of zircon and monacite growth in meltbearing systems: examples using model metapelitic and metapsammitic granulites // J. Metamorphic Geol. 2008. V. 26. P. 199-212.
- Poller U., Gladkochub D., Donskaya T. et al. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archaean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // Precam. Res. 2005. V. 136. P. 353-368.
- Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism // Chem. Geol. 2002. V. 184. P. 123-138.
- Rubatto D., Hermann J. Experimental zircon/melt and zircon/garnet element partitioning and implications for geochronology of crustal rocks // Chemical Geol. 2007. V. 241. P. 38-61.
- Schaltegger U., Fanning C.M., Gunther D. et al. Growth, Annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 134. P. 186-201.
- Taylor R.J.M., Harley S.L., Hinton R.W. et al. Experimental determination of REE partition coefficients between zircon, garnet and melt: a key to understanding high-T crustal processes // J. Metamorphic Geol. 2015. V. 33. P. 231–248.
- 24. Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepekhina E.N. et al. U-Pb (SHRIMP II), Lu-Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhalgay Uplift: implications for the Neoarchaean evolution of the Siberian Craton // Gondwana Res. 2012. V. 21. P. 801-817.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВКРАПЛЕННЫХ РУД ЮЖНОЙ ЧАСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НОРИЛЬСК-1 (СКВАЖИНА РН-14)

Толстых Н.Д.¹, Шведов Г.И.², Полонянкин А.А.³, Сильянов С.А.⁴, Землянский С.А.⁵

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
² ООО «Геологические технологии», г. Красноярск
³ ООО «Русская платина», г. Москва
⁴ Сибирский федеральный университет, г. Красноярск
⁵ ООО «Новогео», г. Красноярск

The new data on the composition of disseminated sulphide mineralization in the southern part of the Norilsk-1 deposit are obtained on the basis of the study of the PH-14 borehole. This borehole crosses all the rocks, alternating in a certain stratigraphic sequence which have been described earlier (Naldrett, 2003; Likhachev, 2006; Krivolutskaya, 2014). We studied samples of the upper horizon of the leucogabbro and the lower part of the intrusion, composed of picritic and olivine gabbrodolerites containing sulphide PGE-Cu-Ni mineralization. The changes of mineral parageneses and compositions of sulfides from picritic gabbrodolerite (821.2-902.0 m) and olivine gabbrodolerite (902.0-938.1) to massive veins on the contact with the host rocks have been studied.

Absolute concentrations of Ni and Cu almost in the whole interval of the investigated section do not exceed of 0.5%, but there are single anomalies reaching 2-3%, which coincide with the presence of massive veins. Ni predominates over Cu (average Ni/Cu is 1.24) in picritic gabbrodolerite, but there are several horizons, where Ni/Cu <1, which coincide with Pt-Pd anamalies. In olivine gabbrodolerites, on the contrary, Cu prevails over Ni (the average Ni/Cu is 0.69). In general, Ni/Cu ratios vary considerably along section, gradually decreasing to contact with the host rocks and they are negatively correlated with Pd/Pt ratios. It is consistent with the evolution of sulphide melt and fractionation of ore elements during its deposition to the bottom of the magmatic chamber (Duran et al., 2017).

The chalcopyrite-pentlandite-pyrrhotite assemblage with a predominance of pyrrhotite is characteristic of leucogabbro. Chrome spinels constitute a significant proportion of ore minerals. Arsenides and sulfoarsenides (nickeline, gersdorffite and hollingworthite) are also widely distributed in leucogabbro. A considerable variety of ore minerals are present in picritic gabbrodolerite: pyrrhotite, chalcopyrite, pentlandite, cubanite, talnakhite, chalcocite, bornite, native copper, millerite, magnetite and ilmenite, which are spread unevenly. It is noticed that the amount of pyrrhotite, chalcopyrite and pentlandite decreases with the increase of cubanite. The presence of Cu-rich minerals (talnakhite, bornite, chalcocite, native copper) are a typomorphic feature of the sulphide assemblage of picritic gabbrodolerites. Chrome spinels are distributed in the upper part of picritic gabbrodolerites - "chromite horizon". In olivine gabbrodolerite sulfides are represented by a high-sulfur association composed of predominant chalcopyrite, pyrrhotite and pentanedite, as well as pyrite, which is distributed in the lower part of this interval. Chrome spinels and copper-rich minerals are absent in this interval. In olivine gabbrodolerites a positive correlation appears between amount of chalcopyrite and pentlandite and a negative correlation of both these minerals with amount of pyrrhotite, which also distinguishes picritic gabbrodolerites from olivine ones.

PGM are the smallest single- and two-phase inclusions in all sulphides, silicates and on their contacts. Sperrylite is found in all types and horizons of rocks. For the upper horizons of picritic gabbrodolerite the compounds of Pd with Sn and Pb are characteristic $[(Pd_2Sn, (Pd,Pt)_3(Sn,As,Sb), (Pd,Ag)_5Pb_3]$, which are changed by arsenides and As-containing PGM [RhAsS, PdNiAs, Pd_2(Sn,As)] on the lower horizons. In olivine gabbrodolerites, the michenerite (PdBiTe) of the upper horizon is changed by stannides and antimonides of PGE $[(Pd,Pt)_3Sn, Pd_2(Sn,As), Pd_8Sb_3]$, then Pd arsenides [PdNiAs, Pd_3Ni_2As_3, Pd_3As u Pd_5As_2], and finally, by Pd tellurides [PdTe u Pd(Te,Bi)]. PGM in massive ores are represented by PtFe.

The pentlandite is enriched in sulfur throughout the entire range of the rocks studied. The ratio of Me/S in it is 1.02 in picritic and 1.05 in olivine gabbrodolerite (1.12 in the stoichiometric composition). Fe-rich pentlandite is characteristic of picritic gabbrodolerites, but with depth it is gradually enriched in Ni. S-poor pyrrhotite (troilite) and Fe-rich chalcopyrite are typical for picritic gabbrodolerite, and they are associated with cubanite, talnakhite, and native copper. Whereas high-sulfur monoclinic pyrrhotite and Ni-rich pentlandite in association with pyrite and stoichiometric chalcopyrite are present in olivine gabbrodolerite.

Iron-nickel ratios in pentlandite reflect the activity of sulfur $(lgfS_2)$ during its formation (Vaughan, Craig, 1981; Peregoedova, 1999; Kolonin et al., 2000). As the $logS_2$ increases, the concentration of Ni in the pentlandite increases. In picritic gabbrodolerite the variation of k = Ni/(Ni+Fe) in pentanedite is 0.33-0.47 that corresponds to $lgfS_2$ from -12 to -11. Whereas "k" in olivine gabbrodolerite is 0.49-0.57; it crystallized under conditions of higher values of $lgfS_2$ corresponding to an interval from -10.5 to -9. The same relatively high sulfur fugacity in combination with high arsenic activity is characteristic of leucogabbro, the mineral association in which probably refers to the upper low sulfide horizon of the Norilsk-1 intrusion (Sluzhenikin et al., 2014).

Thus, two different sulphide associations due to different evolutional trends are characteristic: one for picritic ones, the other for olivine gabbrodolerite. In the first case, the "low-sulfur" minerals sequence of the second type (by Distler et al., 1975) is due to the evolution of the sulphide Cu-rich melt fraction separated from Fe-rich melt in the pre-crystallization period. The following parageneses are formed during its fractionation: $Po_{(h>t)}+Cp+Pn_{(Fe>Ni)} \rightarrow Po_{(h>t)}+Cp+Pn_{(Fe>Ni)} \rightarrow Cb\pm Cp+Pn_{(Fe>Ni)} \pm tr \rightarrow Th+Cb+Pn\pm Bn$ (Naldrett, 2003). This agrees with the investigated parageneses in picritic gabbrodolerite of PH-14 borehole. The evolution of mineral parageneses in olivine gabbrodolerite belongs to the first type (by Distler et al., 1975): $Po_{(m>h)}+Cp+Pn_{(Fe<Ni)} \rightarrow Cp+Po_{(m+h)}+Pn_{(Fe<Ni)}$ It agrees with the experimental data (Kosyakov et al., 2012) and is determined by the pyrrhotite-chalcopyrite fractionation.

So, there is a clear correlation between the sulfide parageneses and the composition of the host gabbrodolerites: a low-sulfur and Cu-rich sulphide assemblage associated with the evolution of the copper melt is characteristic of picritic gabbrodolerite; and a high sulfur association of sulfides, associated with successive pyrrhotite-chalcopyrite fractionation of the sulphide melt.

Введение

Платино-медно-никелевые месторождения Норильского района расположены в северо-западной части Сибирской платформы и связаны с траповым магматизмом, проявленным в пермо-триасовое время (Налдретт, 2003; Лихачев, 2006; Криволуцкая, 2014). Месторождение Норильск I располагается в северной части одноименной интрузии, приуроченной к Норильско-Хараелахскому разлому с западной стороны в пределах Норильской мульды. Интрузия Норильск I прорывает карбон-пермские теригенные отложения Тунгусской серии и базальты верхней перми - нижнего триаса (Лихачев, 2006). Интрузия и располагающееся в ней месторождение Норильск I на севере, и Масловское - на юге ранее детально исследованы (Генкин, 1968; Бегизов, 1977; Дистлер и др., 1988; Служеникин, 2000; Спиридонов, 2010; Криволуцкая, 2014 и др). Нами изучена вкрапленная и гнездово-вкрапленная минерализация из керна скважины PH-14, расположенная в средней осевой части интрузии Норильск I (южная часть месторождения Норильск I). В результате получены новые данные по составу сульфидных руд, вариациям рудных элементов и изменению минеральных парагенезисов по разрезу скважины, которая сверху вниз пересекает породы в следующей стратиграфической последовательности: толеитовые базальты, лейкогаббро, габбродиориты, офитовые габброддолериты, безоливиновые, оливин-содержащие, оливиновые (верхние), пикритовые и оливиновые (нижние) габбродолериты. Сульфидная минерализация рассмотрена нами в трех разновидностях пород, где отмечаются сульфидные вкрапленники и гнезда (шлиры) до 2,5 см. Это (1) лейкогаббро, которые отмечаются в интервале 674,6-679 м и находятся на контакте вмещающих интрузию толеитовых базальтов и габбродиоритов; (2) пикритовые габбродолериты, находящиеся в интервале глубин 821,2-902,0 м и (3) оливиновые (нижние) габбродолериты – в интервале 902,0-938,1. «Нижние» оливиновые габбродолериты отличаются от «верхних» такситовой текстурой, которая более ярко проявляется в нижней части этого интервала и повышенными концентрациями рудных элементов. Сульфидная минерализация нижних оливиновых габбродолеритов переходит в массивные руды (жила мощностью 0,6 м), находящиеся на контакте интрузии с углистыми аргиллитами и алевролитами.

Сульфидная минерализация в лейкогаббро

В интервале 678,9 м в составе лейкогаббро развита интерстиционная сульфидная вкрапленность. Пирротин, пентландит, халькопирит, пирит, арсениды и сульфоарсениды Ni составляют 7%. Среди сульфидов распространены единичные зерна минералов элементов платиновой группы (МПГ) и редкие мелкие выделения сфалерита и самородного золота (рис. 1 г-е). Оксидные минералы представлены хромитом (рис. 1 а), ильменитом и магнетитом. Пирротин (Ро) образует крупные ксеноморфные вкрапленники (рис. 1 а-в). Внутри Ро и в силикатной матрице редко присутствуют единичные кристаллы пирита. Пентландит (Рп), как правило, проявляется в виде ламелей в пирротине, чаще в его краевых частях (рис. 1 в).

Халькопирит (Ср) из лейкогаббро представлен ксеноморфными зернами и прерывистыми каймообразными агрегатами в краевых частях зерен пирротина (рис. 1 в). В Ср часто отмечаются включения сфалерита. Никелин замещается герсдорфитом (рис. 1 г, д). Хромшпинелиды образуют густую вкрапленность мелких изометричных зерен, которые включены как в силикатную, так и в сульфидную матрицу (рис. 1 а). В отдельных зернах хромшпинелидов отмечаются мелкие каплевидные включения сульфидов. Ильменит образует равномерную вкрапленность в породе: в ассоциации с магнетитом (Mt) он сложен ксеноморфными зеренами, а в ассоциации с сульфидами - идиоморфными пластинчатыми кристаллами. Среди второстепенных минералов отмечается галенит.

По составу пирротин из лейкогаббро относится к моноклинной разновидности с концентрацией Со, не превышающей 0,7 мас.%, состав которого имеет формулу Fe_{0.89}Ni_{0.01}S_{1.10}. Пентландит обогащен никелем: Ni_{4.66}Fe_{3.80}Co_{0.23}S_{8.37}, только в единичных зернах пентландита Fe преобладает над Ni (Fe₄₉₂Ni₃₂₇Co₀₂₁S₈₆₀). Пентландит постоянно содержит примесь Со 1-2 мас. %. Халькопирит соответствует своей стехиометрии. Никелин содержит небольшую примесь Fe до 2,9 мас.% и Pd до 2,2 мас.%. Герсдорфид и холлингвортит незначительно варьируют по соотношению S и As и в гораздо большей степени - по соотношению металлов. Единичные мелкие выделения золота относятся к электруму с составами Au₇₄Ag₂₆ и Au₅₈Ag₄₂. МПГ включены как в сульфиды, так и приурочены к арсенидам никеля (рис. 1). Характерной особенностью минерализации в лейкогаббро является повышенная роль мышьяка в рудо-формиирующей системе: все МПГ относятся к арсенидам или к As-содержащим антиманидам: сперрилит PtAs,, холлингвортит RhAsS, налдреттит Pd₂(Sb,As), палладоарсенид с типичным составом Pd_{1.95}(As_{0.58}Sb_{0.47})_{1.05} и мертиит II состава Pd_{8.01}(Sb_{0.86}As_{0.21})_{2.99}. Горизонт лейкогаббро (678,9 м) относится к верхнему малосульфидному горизонту интрузии Норильск 1, описанному С.Ф. Служеникиным (Sluzhenikin et al., 2014).

Сульфидная минерализация в пикритовых габбродолеритах

Сульфидная минерализация пикритовых габбродолеритах изучена на нескольких горизонтах от 828,0 до 896,7 м. На всех этих горизонтах отмечается сульфидная пентландит-халькопирит-пирротиновая вкрапленность и небольшие сульфидные шлиры (10-25 мм).

Пикритовые габбродолериты характеризуются значительным разнообразием рудных фаз (рис. 2). В них, наряду с основными сульфидами, слагающими большинство сульфидных руд (пирит, халькопирит и пентландит) присутствуют в значительном количестве такие минералы, как кубанит, талнахит, халькозин, борнит, самородная медь и миллерит. Широко представлены и оксидные минералы: хромшпинелиды, магнетит и ильменит. На разных горизонтах в количественном отношении преобладают разные сульфиды (рис. 2 a). Пирротин, халькопирит и пентландит обладают общими тенденциями накопления в верхней части пикритовых габбродолеритов и находятся в обратной зависимости с кубанитом. Высокомедистые минералы (или низкосернистые): талнахит, борнит, халькозин, самородная медь находятся в подчиненном количестве, но они являются типоморфной особенностью сульфидной ассоциации пикритовых габбродолеритов. Магнетит как первичный, так и постмагматический, широко распространен в пикритовых габбродолеритах и его количество отрицательно коррелируется с количеством хромшпинелида на верхних горизонтах и с ильменитом на нижних горизонтах (рис. 2 б). В пикритовых габбродолеритах выделен хромитовый слой мощностью около 40 м. Он приурочен к верхней части пикритовых габбродолеритов.

В верхних горизонтах (PH-14-828,0-PH-14-839,5 м) пикритовых габбродолеритов содержание сульфидов варьирует в интервале 2-9 %. Размеры интерстиционных вкрапленников не превышают 2 мм (рис. 3 б,в). Пирротин является наиболее распространенным сульфидом, находящимся в срастании с пентландитом, кубанитом и халькопиритом. Пентландит встречается в виде трещиноватых порфировидных зерен, располагающихся во внутренних частях сульфидных вкрапленников и в виде ламелей распада в краевых частях пирротиновых зерен.



Puc.1





Puc.3

Халькопирит представлен небольшими выделениями в срастании с кубанитом, пентландитом и борнитом (рис. 3 в). Внутри халькопирита отмечаются мелкие включения сфалерита. Халькопирит замещается халькозином. Характерной особенностью верхних горизонтов является присутствие самородной меди (рис. 3 б). Самородная медь образует прожилки в сульфидных агрегатах, тонкие каймы по сульфидам и оксидам, а также игольчатые выделения, развитые по трещинам спайности породообразующих минералов. Самородная медь, в свою очередь, замещается купритом. Хромшпинелиды образует неравномерную вкрапленность (рис. 3 а) и ассоциируют с ильменитом и сульфидами. Внутри отдельных кристаллов хромшпинелидов отмечаются мелкие округлые включения сульфидов (капли). Магнетит представлен идиоморфными, трещиноватыми кристаллами в силикатах. МПГ локализованы как в матрице пирротина и пентландита, так и на контакте между сульфидами и силикатами. Среди них отмечаются сперрилит, паоловит Pd₂Sn, звягинцевит Pd₃Pb и фаза (Pd,Ag)₅Pb₃.

Ниже по разрезу (горизонты РН-14-845,0-РН-14-891,8 м) также распространены сульфидные интерстиционные вкрапленники пирротин-пентландит-макинавит-талнахит-кубанитового состава, но с преобладанием кубанита или халькопирита (рис. 2; рис. 3 г), в которых присутствуют также включения сфалерита, галенита, самородные золото, серебро и МПГ. Здесь также встречаются хромшпинелиды, магнетит и ильменит. Пентландит образует зернистые трещиноватые агрегаты с тонкими прожилками халькопирита (рис. 3 г) и пламеневидные выделения в пирротине. Кубанит образует в матрице халькопирита типичные пластинчатые включения - структуры распада твердого раствора. МПГ в этом отрезке пикритовых габбродолеритов представлены сперрилитом, иногда замещаемым холлингвортитом (рис. 3 ж), звягинцевитом Pd, Pb по трещинам в сульфидах, атокитом Pd, (Sn, As, Sb) (рис. 3 ж), Pt-атокитом (Pd,Pt)₂Sn (рис. 3 з) и неназванной фазой (Pd,Ag), Pb,. Отмечается самородное золото.

Рудная ассоциация нижней части пикритовых габбродолеритов (горизонт PH-14-891,8 м) также представлена сульфидной интерстиционной вкрапленностью пирротин-пентландит-халькопирит-кубанитового состава (рис. 3 д). Кроме краевых выделений кубанита по периферии сульфидных вкрапленников, характерны также его пластинчатые структуры распада в халькопирите. В небольшом количестве отмечаются сфалерит, борнит, халькозин и ковеллин. Оксидная минерализация представлена ильменитом и магнетитом различных генераций при отсутствии хромшпинелидов. В нижней части пикритовых габбродолеритов МПГ представлены серией минералов, обогащенных As. Наиболее распространенными являются сперрилит (PtAs₂) и холингвортит (RhAsS) (рис. 3 и). Котульскит-соболевскит Pd(Bi,Te) отмечается в пентландите (рис. 4 м) и иногда ассоциирует со сперрилитом и холлингвортитом. Маякит обнаружен как структура распада с As-паоловитом (рис. 3 к). Паоловит Pd₂(Sn,As) образует также включения в халькопирите (рис. 3 л). Его особенностью является постоянная примесь Аи в количестве 1,3-1,9 мас.%.

По составу рудообразующие сульфиды пикритовых габбродолеритов изменяются с глубиной. На верхних горизонтах пирротин относится к троилиту. Пентландит характеризуется высоко-железистым составом с примесью Со 1,2 - 2,4 мас.% (рис. 4 а) и все проанализированные зерна относятся, скорее всего, к макинавиту, в котором количество Fe превышает 5 формульных единиц: (Fe_{5.67}Ni_{2.84}Co_{0.21})S_{8.28}. Минералы Си относятся к халькопириту, кубаниту, талнахиту, халькозину и самородной меди. В халькопирите отмечаются повышенные концентрации Fe; он образуют твердые растворы с кубанитом (рис. 4 в). Ниже по разрезу составы Pn варьируют в широких пределах: от железистого пентландита (Fe_{4.88}Ni_{3.53}Co_{0.12})S_{8.47} до макинавита (Fe_{5.37}Ni_{3.19}Co_{0.13})S_{8.31} (рис. 4 а). Примесь Со в них составляет 0,60-1,3 мас.%, иногда достигая 6,3 мас.%. Все эти минералы характеризуются повышенной концентрацией S по сравнению со стехиометрией. Ниже по разрезу пикритовых габбродолеритов в Ро увеличивается содержание S, а в Pn постепенно увеличивается концентрация Ni (рис. 4 a). И на самом нижнем горизонте (горизонт РН-14-896,7 м) пентландит представлен никелистой разновидностью: (Ni_{4.54}Fe_{3.82}Co_{0.27}) S_{8 371}. Халькопирит здесь становится менее железистым по сравнению с верхними горизонтами, кубанит не выявлен, а пирротин является самым высокосернистым (моноклинным) и только в этой ассоциации присутствует пирит (рис. 4 а).

Сульфидная минерализация в оливиновых габбродолеритах

Сульфидная минерализация оливиновых габбродолеритов изучена также на нескольких горизонтах скважины РН-

14 в интервале 908,7 - 938,4 м. Эти породы часто проявляют признаки такситовой текстуры, особенно в нижних частях этого интервала, что делает их сопоставимыми с такситовыми габбродолеритами. Халькопирит является основным рудным минералом в прожилково-вкрапленных рудах оливиновых габбродолеритов верхней части этого интервала и он находится в равных соотношениях с пирротином во вкрапленной минерализации ниже по разрезу (рис. 5 а). В оливиновых габбродолеритах сульфиды представлены высокосернистой ассоциацией, сложенной пирротином, халькопиритом и пентандитом с повышенной концентрацией серы, а также пиритом, который более распространен в нижней части исследованного интервала (рис. 5 а). Хромшпинелиды и обогащенные медью минералы отсутствуют в этом интервале. Из рисунка 5 видно, что в оливиновых габбродолеритах проявляется положительная корреляция между количествами халькопирита и пентландита и отрицательная корреляция обоих этих минералов с пирротином, что также отличает пикритовые габбродолериты от оливиновых.

Халькопирит образует совместные с другими сульфидами ксеноморфные интерстициальные вкрапленники различных размеров (рис. 6 а-в). Пирротин выполняет внутренние части сульфидных вкрапленников и находится в обрамлении халькопирита. В нижней части разреза пирротин более распространен. Пентландит представлен двумя генерациями: одна из них образует достаточно крупные трещиноватые зерна, другая развита по краям пирротина в виде линзовидных включений. На горизонте 919,6 м минеральная ассоциация отличается от остальных: пирротин почти полностью замещен пирит-марказит-магнетитовыми агрегатами, а пентландит - виоларитом. Сульфиды здесь представлены миллеритом, пиритом, халькопиритом и неназванными фазами FeNiS₂, (Ni,Co)₂S₂ и (Fe,Cu)₂S₂ (рис. 4 б). Ильменит образует неравномерную вкрапленность ксеноморфных зерен в силикатах. Магнетит распространен достаточно широко на отдельных горизонтах, он образует цепочки зерен в серпентине, проникает по трещинам в сульфидные агрегаты. Нижние части оливиновых габбродолеритов (839,8 м) переходят в массивные сульфидные руды, преимущественно пирротинового состава (85%); халькопирит и пентландит находятся в подчиненном количестве.

МПГ в оливиновых габбродолеритах представляют собой мельчайшие единичные одно- и двухфазные включения в халькопирите, пирротине, силикатах и на контакте сульфидов с силикатами (рис. 6 ж-м). Сперрилит отмечается на всех горизонтах этих пород (рис. 6 ж). Рd-минералы варьируют по составу, и сверху вниз по разрезу висмутотеллуриды (майченерит PdBiTe) сменяются станнидами и антимонидами [атокитом (Pd,Pt)₃Sn, паоловитом Pd₂(Sn,As), мертиитом II Pd₈Sb₃] (рис. 6 з-к), затем арсенидами [маякитом PdNiAs, меньшиковитом Pd₃Ni₂As₃ и неназванными фазами Pd₃As и Pd₅As₂] (рис. 6 л), и наконец, теллуридами палладия [котульскитом PdTe и Pd(Te,Bi)] (рис. 6 м). Некоторые из них находятся в срастании с самородным золотом (рис. 6 м). МПГ из массивных руд на контакте интрузива представлены тетраферроплатиной, вкюченной в пирротин (рис. 6 е).

Пирротин в оливиновых габбродолеритах является высокосернистым $Fe_{0,90}S_{1,10}$ и относится к моноклинной разновидности с примесью Ni менее 1 мас.%; троилит отсутствует. Составы пентландита сдвинуты в никелистую область по сравнению с составами из пикритовых габбродолеритов: Ni_{4,76}Fe_{3,20}Co_{0,52}S_{8,32} (рис. 4 б). Но на верхних горизонтах в пентландите Fe преобладает над Ni и присутствует примесь Co до 6,2 мас.%. Пентландит характеризуется постоянным завышением концентрации серы относительно стехиометрических составов. Халькопирит соответствует формуле (рис. 4 г).



Puc.4



Puc.6

Геохимические особенности пикритовых и оливиновых габбродолеритов

Схематическая колонка распределения Cu, Ni, S, Pt и Pd с глубиной по скважине PH-14 показана на рис. 7. Этот интервал включает пикритовые и оливиновые габбродолериты, массивные руды в нижней части всего разреза и вмещающие интрузив осадочные породы. Абсолютные концентрации Ni и Cu не превышают 0,5 % почти на всем протяжении исследуемого разреза, но отмечаются единичные аномалии, достигающие 2-3 %. Почти на всем интервале пикритовых габбродолеритов Ni преобладает над Cu: среднее значение Ni/Cu составляет 1,24. Тем не менее, в этом интервале есть несколько горизонтов с преобладанием Си над Ni, которые совпадают с Pt-Pd аномалиями (рис. 7). В оливиновых габбродолеритах наблюдается обратная картина: среднее значение Ni/Cu составляет 0,69. И также присутствуют единичные уровни с обратными отношениями этих элементов (рис. 7), совпадающие с проявлениями сульфидных прожилково-вкрапленных или массивных пирротиновых руд с повышенными содержаниями ЭПГ и S (рис. 7). При этом хромитовый горизонт характеризуется наибольшей стабильностью содержаний и отношений рудных элементов.

Минералогические особенности пикритовых и оливиновых габбродолеритов

На основе изучения вещественного состава по образцам из скважины PH-14 выявлено, что сульфидная минерализация габбродолеритов Норильск 1 представлена очень разнообразно. Выявлены пирит, пентландит, пирротин, милерит, фазы (Ni,Fe)₂S₃ в системе Fe – S – Ni и халькопирит, кубанит, талнахит, халькозин и самородная медь в системе Fe – S – Cu, а также сульфоарсениды.

Пентландит во всем интервале пород является высокосернистым. В нем соотношение Me/S составляет 1,02 для пикритовых габбродолеритов и 1,05 - для оливиновых. Эта особенность уже была отмечена ранее для норильских сульфидов (Лихачев, 2006). Для пикритовых габбродолеритов характерны низкосернистый пирротин (троилит) и высокожелезистый пентландит, который по мере увеличения глубины постепенно обогащается Ni. Тогда как образцы Pn из оливиновых габбродолеритов характеризуются наибольшими концентрациями Ni, пирротин в большей степени обогащен серой (моноклинная разновидность), распространен пирит и отмечается стехиометричный халькопирит.



Железо-никелевые отношения в пентландите отражают термодинамические условия его формирования, в частности, режим серы (Колонин и др., 2000). Железо-никелевые отношения k = Ni/(Ni+Fe) варьируют: в пикритовых габбродолеритах от 0,33 до 0,47 (0,53 на нижнем контакте), в оливиновых габбродолеритах от 0,49 до 0,57. Учитывая поле стабильности пентландита (Воган, Крейг, 1981; Перегоедова, 1999; Колонин и др., 2000) можно сказать, что железистый пентландит пикритовых габбродолеритов кристаллизовался при наиболее низкой активности серы (lgfS₂), соответствующей интервалу от -12 до -11. Пентландит из оливиновых габбродолеритов кристаллизовался при более высоких показателях lgfS₂, соответствующих интервалу от -10,5 до -9. Такая же повышенная фугитивность серы в сочетании с высокой активностью мышьяка характерна и для лейкогаббро. Сперрилит является сквозным минералом и характерен для всех типов вкрапленной минерализации. Соединения Pb характерны для пикритовых габбродолеритов, тогда как висмутотеллуриды Pd характерны только для оливиновых габбродолеритов и там же в большей степени проявлена Pd-Pt-Sn минерализация. При этом Rh-сульфоарсениды встречаются как в пикритовых, так и в оливиновых габбродолеритах, но в большей степени они проявлены в лейкогаббро.

Таким образом, мы имеем две различных сульфидных ассоциации в пикритовых и оливиновых габбродолеритах. В первом случае она характеризуется присутствием высокомедистых фаз. Последовательность кристаллизации сульфидных минералов в пикритовых габбродолеритах позволяет предположить, что сульфидный расплав в докристаллизационный период подвергался расслоению (при 1200°С) на две фракции: железоникелевую и медную (Дистлер и др., 1975; Лихачев, 2006), каждая из которых эволюционировала отдельно. В пикритовых габбродолеритах существенную роль играла медная фракция сульфидного расплава (Налдретт, 2003 и ссылки в нем). Эта фракция при кристаллизации образовывала «низкосернистую» последовательность минералов второго типа (по Дистлер и др., 1975), которая согласуется с экспериментальными данными (Лихачев, 2006; Косяков и др., 2012). Она обусловлена последовательной кристаллизацией при 880°С (Duran et al., 2017) моносульфидного (MSS) и промежуточного (ISS) твердых растворов, которые при распадались при 650°С (Duran et al., 2017). Распад ISS происходил с образованием высокожелезистого пирротина, троилита (Ро,) и пластинок в нем изокубанита. Эта ассоциация реагировала с расплавом с увеличением кубанитовой составляющей вплоть до образования зернистого кубанита. При этом из пирротина выпадал высокожелезистый пентландит (Pn₂). Халькопирит на этом этапе кристаллизации имел резко подчиненное количество. ISS распадался на ассоциацию талнахит-халькопирит-пентландитовую ± борнит ± реликтовые пластинки кубанита ± троилит (Po₂). В этой ассоциации халькопирит является железистым (как мы и наблюдаем), а пентландит представлен крупными выделениями (Pn₁). Общая последовательность образования низкосернистой ассоциации и формирования эволюционной зональности описана следующим образом (Налдретт, 2003): $Po_{(h>tr)}+Cp+Pn_{(Fe>Ni)} \rightarrow Po_{(h>tr)}+Cp+Cb+Pn_{(Fe>Ni)} \rightarrow Cb\pm Cp+Pn_{(Fe>Ni)} \pm tr \rightarrow Th+Cb+Pn\pm Bn.$ Она хорошо согласуется с нашими данными. При этом ранний магнетит и хромит кристаллизовались совместно с сульфидами. Pt-Pd минералы формировались при распаде ISS и из остаточного сульфидного расплава на более поздних стадиях.

В оливиновых габбродолеритах последовательность кристаллизации минеральных парагенезисов первого типа (по Дистлер и др., 1975) также связана с образованием MSS

и ISS. MSS при охлаждении распадается на моноклинный и гексагональный пирротин с ламелями халькопирита. Согласно экспериментальным данным из ISS выпадают тетрагональный и кубический халькопирит и обогащенный Ni пентландит (Косяков и др., 2012). Налдретт на основе исследований Генкина и др. (1981) и Дюжикова и др. (1988) определил общую последовательность формирования сульфидов этих руд: Ро_{(m>h}+Cp+Pn_{(Fe<Ni}) → Cp+Po_{(m+h}+Pn_(Fe<Ni). Эта простая и прямая зональность в целом согласуется с приведенными нами данными по оливиновым габбродолеритам. Pt-Pd фазы кристаллизовались при распаде ISS и, вероятно, из еще более позднего фракционированного остаточного расплава, обогащенного ЭПГ и Au-Ag.

Выводы

Таким образом, судя по минералого-геохимическим особенностям с глубиной:

(1) Ni/Cu отношения в породах уменьшаются от пикритовых к оливиновым габбродолеритам, что отражается на увеличении халькопиритовой составляющей в этом направлении;

(2) Ni/Cu отношения в пентландите увеличиваются, что свидетельствует о повышении фугитивности серы в минеральных парагенезиса вниз по разрезу;

(3) наблюдается отчетливая корреляция между сульфидными парагенезисами и составом вмещающих их габбродолеритов: для пикритовых габбродолеритов характерна низкосернистая и высокомедистая ассоциация сульфидов, связанная с эволюцией медистой порции расплава; для оливиновых габбродолеритов характерна высокосернистая ассоциация сульфидов, связанная с последовательным пирротин-халькопиритовым фракционированием расплава.

Список литературы

- Бегизов В.Д., Мещанкина В.И., Дубакина Л.С. Новые минералы и первые находки в СССР // Записки ВМО. 1974. Ч. СШ. Вып. 1. С. 104–107.
- Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов / Под редакцией д. г.-м.н. Некрасова И.Я. Издательство «Мир», 1981. 575 с.
- Генкин А.Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М.: Наука, 1968. 106 с.
- Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д., Филимонова А.А., Евстигнеева Т.Л., Коваленкер В.А., Лапутина И.П., Смирнов А.В., Гроховская Т.Л. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.: Наука, 1981. 295 с.
- Дистлер В.В., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Хитров В.Г., Лапутина И.П. Зональность медно-никелевых руд Талнахского и Октябрьского месторождений // Геология рудных месторождений. 1975. № 2. С. 16–27.
- Дистлер В.В., Гроховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л. и др. Петрология магматического сульфидного рудообразованич. М.: Наука, 1988. 327 с.
- Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М., Мкртычьян Л.К., Шерман М.Л., Млуженикин С.Ф., Лурье Л.М. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Наука, 1988. 279 с.
- Колонин Г.Р., Орсоев Д.А., Синякова Е.Ф., Кислов Е.В. Использование отношения Ni:Fe в пентландите для оценки летучести серы при формировании ЭПГ-содержащего сульфидного оруденения Йоко-Довыренского массива // Доклады РАН. 2000. Т. 370. № 1. С. 87–91.
- Косяков В.И., Синякова Е.Ф., Дистлер В.В. Экспериментальное моделирование формирования фазовых со-

отношений и зональности магматических сульфидных медно-никелевых руд, Россия // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 3. С. 221–252.

- Криволуцкая Н.А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. Товарищество научных изданий КМК, Москва, 2014. 325 с.
- Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. Москва: Эслан, 2006. 496 с.
- Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометальных руд. Санкт-Петербург. СПбГУ, 2003. 438 с.
- Перегоедова А.В. Физико-химическое поведение Рt и Рd в процессе кристаллизации Fe, Ni, Cu-содержащих сульфидных расплавов и в последующих субсолидусных превращениях. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд.геол.-мин. наук. Новосибирск, 1999.
- 14. Служеникин С.Ф. Малосульфидное платиновое оруде-

нение в дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивах Норильского района. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд.геол.-мин.наук. М., 2000. 26 с.

- Спиридонов Э.М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1356–1378.
- Duran C.J., Barnes S-J., Pleše P., Prašek M.Kudrna, Zientek M.L., Pagé P. Fractional crystallization-induced variations in sulfides from the Noril'sk-Talnakh mining district (polar Siberia, Russia) // Ore Geology Reviews. 2017. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2017.05.016.
- Sluzhenikin S.F., Krivolutskaya N.A., Rad'ko V.A., Malitch K.N., Distler V.V., Fedorenko V.A. Ultramafic-mafic intrusions, volcanic rocks and PGE-Cu-Ni sulfide deposits of the Noril'sk Province, Polar Siberia.Field trip guidebook // 12th International Platinum Symposium (Edited by Simonov O.N.). Yekaterinburg: IGG UB RAS, 2014. 80 p.

ГЕОХИМИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОГО КРАТОНА (ШАРЫЖАЛГАЙСКИЙ ВЫСТУП): СВИДЕТЕЛЬСТВА ВКЛАДА МАНТИЙНЫХ И КОРОВЫХ ИСТОЧНИКОВ

Туркина О.М.¹, Капитонов И.Н.², Адамская Е.В.²

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия ²Центр изотопных исследований, ВСЕГЕИ, Санк-Петербург, Россия

GEOCHEMISTRY OF PALEOPROTEROZOIC GRANITOIDS OF THE SOUTH-WESTERN SIBERIAN CRATON (SHARYZHALGAI UPLIFT): EVIDENCES OF MANTLE AND CUSTAL SOURCES

This paper presents whole-rock geochemical, Nd isotopic and zircon U–Pb and Hf isotopic data for two granitiods plutons which intruded the Archaean complexes of the Sharyzhalgai uplift (SW Siberian craton). The Lower Kitoy massif consists of subalkaline rocks ranging from metaluminous granodiorites to weakly peraluminous granites (SiO₂ = 62-74%). The Toysuk rocks possess wide range SiO₂ and consist of three discrete groups: monzodiorites (55-57%), granodiorites-granosyenites (62-68%) and granites (71-74%). The Toysuk monzodiorite and vein granite have similar SHRIMP zircon U-Pb ages of 1838±6 Ma and 1827±9 Ma, respectively, and granite contain inherited zircon cores with 206Pb/207Pb ages of 2.5 and 2-8-2.9 Ga. Zircons of granodiorite from the Low Kitoy pluton yield concordant age of 1846±7 Ma. The Paleoproterozoic granitoids are nearly coeval with gabbro-dolerite dykes and intrusion of gabbro-norite at ca.1.86 Ga. These granitoids show all features of A-type granites and are subalkaline, high ferroan (FeO*/(FeO*+MqO)=0.77-0.91) and enriched in LREE and HFSE (Zr, Hf, Nb, Ta, Y) and. The average zircon saturation temperatures (830-860°C) for these zircon inheritance-poor granitoids provide minimum estimates of initial maama temperatures. The studied granitoids are enriched in FeO*, MaO and TiO, and depleted in SiO, in comparison with melts from quartz-feldspar sources including tonalites, granodiorites and graywackes and are similar in major element composition to melts derived from low- to high-K mafic rocks. All rocks are variably enriched in Ba. According to the computational modeling, the concentrations of Ba ranging from 1500 to 500 ppm in the granitoids of the Low Kitoy pluton can be obtained by hightemperature (850-900°C) melting of the upper crustal quartz-feldspar source, whereas the Toysuk rocks are extremely enriched in Ba (4100-1500 ppm) and could result from the melting of the mafic rocks or the differentiation of the mafic melt which are similar in Ba content with intra-plate basalts. The zircons from Toysuk monzodiorite are characterized by a range of $\varepsilon_{\mu \epsilon}$ values from -10.7 to -6.0 and T_{H}^{c} (DM) =2.9-3.1 Ga. The Toysuk monzodiorites are extremely enriched in TiO₂, P_2O_3 , Ba, LREE and correspond residual melt of fractional crystallization of subalkaline mafic magma from an enriched mantle source. Magmatic zircons of Toysuk granite have similar ε_{μ} values ranging from -10.1 to -6.7 but occurrence of the 2.5-2.9 Ga inherited zircons with $T_{H_f}^{c}$ (DM)=3.2-3.2 Ga argue to old crustal source for granite. Granodiorites-granosyenites are similar in ε_{NM} values (-8.2 to 5.3) to monzodiorites and granites and probably formed by a mixing of melts from the monzodiorite substrate and the Archaean crustal source. Zircons from the granodiorite of the Low Kitoy pluton have higher ϵ_{uc} values (from -5.0 to -8.1) in comparison with the Archaean crustal rocks, which suggests the contribution of the juvenile, probably mafic source in their genesis. Thus, major and trace element composition and isotope characteristics of granitoids and their zircons suggest contribution of an enriched mantle and Archaean crustal source in the origin of the Paleoproterozoic collisional granitoids.

Введение. Гранитоиды служат маркерами формирования и эволюции континентальной коры. В коллизионных орогенах образование гранитоидов главным образом связано с процессами внутрикорового плавления, а их разнообразие по составу определяется: 1. различным составом источников, 2. варьирующими условиями плавления, 3. взаимодействием между основными и кислыми магмами, 4. плавлением смешанных источников. Присутствие близких по возрасту и пространственно ассоциирующих с гранитами базитовых плутонов или мафических включений предполагает прямой вклад мантийных расплавов. Вместе с тем, вопрос о том, может ли мантийные магмы и их производные образовывать значительную массовую порцию гранитоидных плутонов в коллизионных поясах, остается дискуссионным. Вклад мантийных расплавов наиболее вероятен при образовании меланократовых разновидностей гранитоидов. В настоящей работе представлены результаты U-Pb датирования и анализа редкоэлементного и изотопного (Sm-Nd, Lu-Hf) состава пород и цирконов из двух палеопротерозойских гранитоидных плутонов на юго-западе Сибирского кратона, сложенных широким рядом пород от монцодиоритов и гранодиоритов до лейкогранитов.

Методы исследования. U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Анализ изотопного состава циркона выполнен в тех же точках, в которых проводилось U-Pb SIMS датирование Определение Lu-Hf изотопного состава циркона проведено методом ICP-MS с лазерной абляцией в ЦИИ ВСЕГЕИ (193 нм ArF лазер COMPex-102 и мультиколлекторный масс-спектрометр ThermoFinnigan Neptune). При обработке данных принята постоянная распада ¹⁷⁶Lu=1.867×10⁻¹¹ лет⁻¹. Для расчета _{нг} использованы хондритовые величины: ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf =0.0332 и ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf =0.282772. Модельный Hf возраст определен относительно деплетированной мантии (DM) с параметрами: ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf =0.0384 и ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf =0.28325 и рассчитан по двухстадийной модели (T^{C}_{Hf} (DM)) с использованием среднекоровой величины ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf=0.015.

Геологическое положение, состав и возраст палеопротерозойских гранитоидов. Шарыжалгайский выступ представляет южное обнаженное окончание фундамента Сибирского кратона. В его структуре с северо-запада на юго-восток выделено четыре блока: Булунский и Онотский гранит-зеленокаменные и Китойский и Иркутный гранулитогнейсовые, сложенные преимущественно архейскими метаморфическими комплексами. Палеопротерозойские гранитоиды образуют пояс интрузий вдоль северо-восточной границы Шарыжалгайского выступа. По структурному положению эти гранитоиды являются постскладчатыми, что позволяет связывать их становление с процессами постколлизионного растяжения.

Тойсукский массив это наиболее крупный интрузив на северо-западе Иркутного блока. Вмещающими породами являются архейские кислые гранулиты и гнейсограниты, а также гранат-биотитовые и высокоглиноземистые парагнейсы.

Основное объем массива сложен крупнозернистыми слабо порфировидными биотит-амфиболовыми и амфибол-биотитовыми гранодиоритами и граносиенитами. Меланократовые пироксен-биотит-амфиболовые монцодиориты образуют обособления видимого размера до первых метров и по составу близки мелким (от 2-3 см до 5-8 см) меланократовым включениям в породах главной фазы, обогащенным амфиболом и биотитом. Монцодиориты содержат крупные порфиробласты микроклина и гнездообразные скопления амфибола и биотита (20-25%), крупных зерен апатита, ильменита, сфена, циркона, содержание акцессорных минералов достигает 2-3 %. Клинопироксен встречается только в виде реликтов в амфиболе. Основная масса монцодиоритов сложена плагиоклазом, микроклином и кварцем, содержание последнего не превышает 5%. Гранодиориты и граносиениты характеризуются наличием крупных зерен микроклин-пертита (20-25%) и среднезернистой основной массой. Среди темноцветных минералов преобладает биотит (10-15%), содержание амфибола составляет 1-10 %. Характерно гнездообразное распределение темноцветных минералов в ассоциации с апатитом, ильменитом и сфеном, содержание которых понижено в сравнении с монцодиоритами. Равномерно-среднезернистые биотитовые граниты и лейкограниты образуют секущие тела мощностью первые метры. В клинопироксен-биотит-амфиболовом монцодиорите и жильном биотитовом граните циркон представлен длиннопризматическими кристаллами с осцилляторной зональностью в КЛ. Кроме того, в граните присутствуют зерна, большую часть которых составляют ядра с отчетливой до слабой зональностью в КЛ, окруженные тонкими темными и светлыми в КЛ оболочками. Магматические цирконы из монцодиоритов и жильных гранитов имеют в пределах ошибки одинаковый возраст: 1838±6 млн лет (СКВО=0.16) и 1827±9 млн лет (СКВО=0.06), соответственно. В жильном граните унаследованные ядра циркона имеют ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст 2.4-2.55 и 2.8-2.86 млрд лет и сопоставимы с цирконом из неоархейских гранитов (2.55 млрд лет) и наиболее молодыми детритовыми цирконами из архейских парагнейсов Иркутного блока.



Рис. 1. Диаграммы распределения петрогенных элементов для гранитоидов.

1-3 - Тойсукский массив: 1 – монцодиориты, 2 – гранодиориты-граносиениты, 3 – жильные граниты; 4-5 – Нижнекитойский массив: 4 – гранодиориты-граниты, 5 – жильные граниты. Расплавы экспериментально полученные из различных источников: 6 – гранодиоритового, 7 – базитового, 8 – граувккового.

Нижнекитойский массив это небольшой интрузив, располагающийся к северо-западу от Тойсукского, на северо-востоке Китойского блока. Массив образован среднезернистыми порфировидными амфибол-биотитовыми гранодиоритами и гранитами. В юго-западном экзоконтакте массива среди вмещающих архейских гнейсогранитов широко распространены маломощные жильные тела мелкозернистых биотитовых гранитов. Гранодиориты и граниты сложены микроклином, плагиоклазом, кварцем, содержание амфибола и биотита составляет 10-15% при преобладании последнего. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном и рудным минералом. Цирконы из амфибол-биотитового меланократового гранита представлены призматическими кристаллами, большинство из них обладает отчетливой осцилляторной зональностью. Конкордантный возраст циркона составляет 1846±7 млн лет (СКВО=0.03).

Геохимия и изотопный Nd состав гранитоидов. Породы Тойсукского массива характеризуются наиболее широким диапазоном SiO, и включают три дискретные группы: монцодиориты (55-57%), гранодиориты-граносиениты (62-68%) и жильные граниты (71-74%) (рис. 1а). В Нижнекитойском массиве главная фаза представлена гранодиоритами и гранитами (SiO₂=67-71%), в жильных телах преобладают лейкограниты (72-74%). По содержанию щелочей все породы отвечают границе нормального и субщелочного ряда (рис. 1a), а по величине индекса MALI (Na₂O+K₂O-CaO) принадлежат к известково-щелочным гранитоидам. Породы варьируют от доминирующих метаалюминиевых до слабо пералюминиевых при более высоком содержании SiO₂. Характерная черта всех пород это высокая железистость (FeO*/ FeO*+MgO=0.77-0.91), возрастающая с ростом кремнекислотности. В ряду исследованных пород увеличение SiO₂ сопровождается снижением содержания TiO₂, FeO, MgO (рис. 1б), СаО и Р₂О₅. Исключение представляют монцодиориты, резко обогащенные TiO, (1.5-2%) и Р₂O₅ (0.68-0.86%), концентрации которых слабо возрастают с ростом SiO₂.

Характерная черта всех исследованных пород это высокое содержание Ва. Концентрации Ва максимальны в породах Тойсукского массива (4100-1200 ррт). В Нижнекитойском массиве содержание Ва уменьшается от гранодиоритов-гранитов главной фазы (1500-1200 ррт) к жильным гранитам (600-900 ppm). Для пород Тойсукского массива распределение РЗЭ умеренно фракционированое со снижением (La/Yb), от 27-47 до 13-9 с ростом SiO, от монцодиоритов к гранодиоритам и граносиенитам за счет обеднения легкими РЗЭ, отрицательная Еи аномалия проявлена слабо (0.73-0.56) (рис. 2а). Жильные граниты характеризуются умеренным (La/Yb), (12-14) и резким Еи минимумом (Eu/Eu*=0.18-0.23). Гранодиориты и граниты Нижнекитойского массива по распределению РЗЭ ((La/Yb) =10-14) и Eu/Eu*=0.49-0.63) близки к породам главной фазы Тойсукского плутона (рис. 2а). Породы всех массивов отличает обогащение высокозарядными элементами (Zr, Hf, Nb, Ta, Y). Обогащение высокозарядными элементами и высокая железистость определяет их принадлежность к гранитоидам А-типа. Мультиэлементные спектры пород главных фаз изученных массивов однотипны с резко проявленными минимумами по Ті и Nb и более слабыми по Sr, P (рис. 3). Исключением являются спектры для монцодиоритов лишенные минимума по Sr.

В Тойсукском массиве породы характеризуются широким диапазоном $e_{\rm Nd}$ со снижением этого параметра от монцодиоритов ($e_{\rm Nd}$ -7.2 и -10.2) к граносиенитам-гранодиоритам ($e_{\rm Nd}$ от -5.3 до -8.2) и жильным гранитам ($e_{\rm Nd}$ = -4.6 до -5.5) и величинами $T_{\rm Nd}(\rm DM)$ =2.5-2.9 млрд лет. Образцы гранодиорита и гранита Нижнекитойского массива имеют $e_{\rm Nd}$ +1.1 и -5.1 и $T_{\rm Nd}(\rm DM)$ 2.2 и 2.6 млрд лет.

Для оценки температур образования гранитов использован термометр по насыщению цирконием (Watson, Harrison, 1983). Гранитоиды характеризуются высокими температурами, составляющими 854 ± 22 °C (Тойсукский массив) и 833 ± 10 °C (Нижнекитойский массив). Более низкие T насыщения имеют жильные граниты Тойсукского массива (816 ± 24 °C), содержащие унаследованные ядра циркона. Согласно (Miller et al., 2003), расплавы, содержащие ксеногенные ядра циркона, близки к насыщению по Zr, и, следовательно, полученные температуры для жильных гранитов могут быть близки к T выплавления, тогда как значения для пород, не содержащих ядер циркона, служат лишь минимальной оценкой температуры образования расплава.

Изотопный Hf состав циркона из гранитоидов. Цирконы из монцодиорита Тойсукского массива имеют $e_{\rm Hf}$ от -6.0 до -10.7 и модельный возраст $T^{\rm e}_{\rm Hf}(\rm DM) - 2.9-3.1$ млрд лет. Магматические цирконы из гранита по величине $e_{\rm Hf}$ (-6.7 до -10.1) и $T^{\rm e}_{\rm Hf}(\rm DM)$ =2.9-3.1 млрд лет тождественны цирконам из монцодиорита. Унаследованные ядра циркона с возрастом около 2.5 и 2.8 млрд лет с $e_{\rm Hf}$ от -5.3 до +1.0 и модельным возрастом 3.2-3.4 млрд лет отвечают области изотопной эволюции архейской коры Иркутного блока (рис. 4). Цирконы из гранодиорита Нижнекитойского массива характеризуется $e_{\rm Hf}$ от -5.0 до -8.1 и $T^{\rm e}_{\rm Hf}(\rm DM) - 2.8-3.0$ млрд лет, они располагаются выше области изотопного состава архейской коры.

Происхождение палеопротерозойских гранитоидов, источники расплавов. Гранитоиды А-типа разнообразны по составу и варьируют от мета- до пералюминиевых с изменением соотношения щелочей и СаО в диапазоне от щелочно-известковистых до известково-щелочных и щелочных. Анализ состава этих железистых гранитоидов в совокупности с экспериментальными данными позволил предложить две основные модели их образования: дифференциацию мафических магм с возможностью контаминации коровым материалом и плавление коровых кварц-полевошпатовых субстратов (Frost, Frost, 2011).

Предваряя анализ генезиса гранитоидов, отметим, что их формирование сопровождалось базитовым магматизмом. С гранитоидами Тойсукского и Нижнекитойского массивов пространственно ассоциируют дайки габбро-долеритов с возрастом 1864±4 млн лет (Гладкочуб и др., 2013). Габбро-долериты имеют высокое содержание K_2O (2.3-2.5 %), P_2O_5 (0.74-0.77 %), легких РЗЭ (La=116-120 ppm), Sr (900-990 ppm), Th (7-12 ppm), что позволяет связывать их образование с обогащенным мантийным источником. На западе Иркутного блока располагается Малозадойский массив, сложенный рядом пород от плагиоперидотитов до габбро-норитов с возрастом 1863±1 млн лет (Мехоношин и др., 2016). В пользу обогащенного мантийного источника для этих пород также свидетельствуют повышенные концентрации легких РЗЭ (La=8-19 ppm), Rb, Ba (до 300 ppm) и Th.

Сравнение с составом, расплавов экспериментально полученных из кварц-полевошпатовых коровых источников (тоналитов, гранодиоритов, граувакк) показывает, что исследованные породы характеризуются более низкой кремнекислотностью и высоким содержанием фемических компонентов (FeO*+MgO+TiO₂) (рис. 1б). Большее сходство изученные породы обнаруживают с расплавами, образованными из базитовых субстратов при P=1-8 кбар. На диаграмме, суммирующей экспериментальные данные по плавлению различных источников (рис. 5), пород главных фаз отвечают полю расплавов из мафических источников, располагаясь вдоль границы низко- и высококалиевых базитовых субстратов. Обогащение изученных гранитоидов Ва (>1000 ррm), дает дополнительные ограничения на состав источников и условия плавления.





китойский. Расчетное моделирование показывает, что при высоких температурах (900-850°С), предполагающих отсутствие в рестите биотита, плавление сиалических источников с средней верхнекоровой концентрацией Ва (550 рртм), позволяет получить расплавы с содержанием Ва, не превышающим 850-1200 рртм (при F=0.5-0.6). Плавление мафических субстратов, отвечающих по составу внутриплитным базальтам (Ва=480-560 рртм), согласно расчетным оценкам приводит к концентрациям Ва в расплаве 1500-2300 рртм. Таким образом, гранодиориты и



417

граниты Нижнекитойского массива (Ba=1500-600 ppm) могут быть получены из коровых кварц-полевошпатовых субстратов при высоких температурах, тогда как формирование пород Тойсукского массива могло быть связано с плавление базитов, образованных из обогащенного мантийного источника, или с дифференциацией мафического расплава с внутриплитными геохимическими характеристиками.

Прямым свидетельством участия мантийных мафических расплавов в образовании Тойсукского массива служат монцодиориты. характеризующиеся низким SiO₂ (55-57%), обогащением TiO₂, P₂O₅ и Ва, что позволяет отнести их к продуктам кристаллизации остаточных расплавов, образованных при фракционировании субщелочной мафической магмы. Высокие концентрации несовместимых элементов в породах Тойсукского массива, отрицательные величины е_{Nd} пород и е_{нг} циркона указывают на долгоживущий обогащенный мантийный источник для мафического расплава, такой как архейская субконтинентальная литосфера Шарыжалгайского выступа, продуктами которой являются палеопротерозойские габбро-долериты и габбро-нориты. Сходство по изотопным параметрам монцоди
оритов ($e_{_{Nd}}$ от -7.2 до -10) и гранодиоритов-гранос
иенитов ($e_{_{Nd}}$ от -5.3 до -8.2) предполагает, что последние могли формироваться при плавлении монцодиоритового субстрата на уровне промежуточной камеры, где происходила фракционная кристаллизация мафической магмы. В сравнении с монцодиоритами пониженное е_{Nd} гранодиоритов и граносиенитов и изменение состава пород от мета- к пералюминиевым вероятно обусловлены ассимиляцией корового материала или смещением с расплавом из корового источника, отвечающим жильным гранитам (е_{Nd} от -4.6 до -5.5). В пользу корового источника для гранитов свидетельствует наличие в них унаследованных архейских ядер циркона.

Высокожелезистые гранодиориты и граниты Нижнекитойского массива могли быть продуктами дифференциации толеит-базальтовых магм/плавления базитового источника в сочетании с ассимиляцией корового материала или смешением с расплавами из корового субстрата. В пользу вклада из различных источников свидетельствует величины e_{Nd} , составляющие +1.1 и -5.1. Цирконы из гранодиорита Нижнекитойского массива имеют более радиогенный изотопный состав Hf (e_{Hf} от -5.0 до -8.1) в сравнении с породами архейской коры (рис. 4), что предполагает участие в их образовании мафической магмы или расплавов из базитового субстрата, изотопные характеристики которых могли быть как деплетированными, так и обогащенными.

Заключение. Формирование палеопротерозойских гранитоидов Тойсукского и Нижнекитойского массивов Шарыжалгайского выступа происходило в интервале 1.86-1.84 млрд лет и было сопряжено во времени с базитовым магматизмом (~1.86 млрд лет). Породы Нижнекитойского массива представлены рядом от гранодиоритов до лейкогранитов (SiO₂=67-74%). В Тойсукском массиве установлены три дискретные группы: монцодиориты (55-57%), гранодиориты-граносиениты (62-68%) и жильные граниты (71-74%).





Тойсукский массив: 1 — монцодиорит, 2-3 — гранит: 2 магматический циркон и 3 — унаследованные ядра; 4 — Нижнекитойский массив; Иркутный блок: 5 - палео-мезоархейский гранулит, 6 — неоархейские кислые гранулиты.



Рис. 5. Диаграмма Al,O./(Feo*+MgO) – 3CaO – K,O/Na,O.

1-2 – Тойсукский массив: 1 – монцодиориты, 2 – гранодиориты-граносиениты, 3 - Нижнекитойский массив: гранодиориты-граниты. Поля источников: I – тоналиты, II – низко- и III – высококалиевые базиты, IV – метаосадки (по Laurent et al., 2014).

Породы характеризуются повышенным содержанием фемических компонентов и пониженным SiO, в сравнении с расплавами из кварц-полевошпатовых источников и соответствуют расплавам из мафических низко- и высококалиевых субстратов. Высокая железистость гранитоидов, обогащение высокозарядными элементами и легкими РЗЭ определяет их принадлежность к А-типу. Средние температуры (830-860°С) для гранитоидов, рассчитанные по насыщению цирконием, служат минимальной оценкой температур образования расплавов. Характерная черта всех исследованных пород это высокое содержание Ва. Согласно расчетному моделированию, концентрации Ва (1500-500 ppm) в гранитоидах Нижнекитойского массива могут быть получены при высокотемпературном плавлении верхнекорового источника, тогда как образование пород Тойсукского массива (Ва=4100-1500 ррт) могло быть результатом плавления мафического субстрата или дифференциации базитового расплава, обогащенных Ва. Породы Тойсукского массива имеют широкий диапазон е_{Nd} (от -10.2 до -4.6) и близкие величины е_{нf} цирконов из монцодиорита (е_{нf} от -6.0 до -10.7) и жильного гранита (е_{нг} от -6.7 до -10.1). Предполагается образование монцодиоритов при дифференциации субщелочной мафической магмы из обогащенного мантийного источника. Гранодиориты-граносиениты вероятно формировались в результате смешения расплавов из монцодиоритового субстрата и пород архейской коры, плавление которой продуцировало жильные граниты. Цирконы из гранодиорита Нижнекитойского массива имеют более радиогенный изотопный состав Hf (е_{нг} от -5.0 до -8.1) в сравнении с породами архейской коры, это предполагает вклад древнего корового и ювенильного, вероятно мафического источников.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 15-05-02964).

Список литературы

- Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Мазукабзов А.М. и др. Первые свидетельства палеопротерозойского позднеколлизионного базитового магматизма в Присаянском выступе фундамента Сибирского кратона // Доклады АН, 2013, т. 450, № 4, с. 440-444.
- Мехоношин А.С., Эрнст Р.Е., Сёдерлунд У. и др. Связь платононосных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2016, т. 57, № 5, с. 1043—1057.
- Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // J. Petrol., 2011, v. 52, p. 39-53.
- Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of "modern-style" plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga // Lithos, 2014, v. 205, p. 208–235.
- Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W. Hot or cold granite? Implications of zircon saturation temperature and preservation of inheritance // Geology, 2003, v. 31, p. 529-532.
- Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 64. P. 295-304.

ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ ПОРОД НИЖНИХ ЧАСТЕЙ БАЗАЛЬТОВЫХ ТЕЛ (ЮЖНЫЙ ТИМАН)

Удоратина О. В.¹, Куликова К. В.¹, Смолева И. В.¹, Савельев В. П.²

¹ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар ² ООО «Ухтагеосервис», Ухта

Образования проблематичного генезиса известны в керне скважин, вскрывающих вулканогенно-осадочный разрез верхнедевонских отложений джьерской свиты на Южном Тимане (Тиманский кряж..., 2010, Удоратина и др., 2012).

В разрезе среди сероцветных аргиллитов и алевролитов наблюдаются маломощные бежевые, бежево белые, серовато-белые прослои, при этом контактирующие (вмещающие) породы не подвержены каким-либо видимым изменениям.

Также такие породы наблюдаются в нижних частях базальтовых покровов (силлов). Формы тел инъекционные, сами породы именуются в производственных отчетах «белыми базальтами», т.е. рассматриваются в качестве базальтов, нацело измененных вторичными процессами (калиевыми по своей природе).

Мощность наблюдаемых тел сильно варьирует от первых сантиметров до полуметра. Наблюдаемые породы в нижних частях покровов (силлов) также имеют небольшую мощность при том, что мощность самих базальтов гораздо большая (десятки метров).

Ранее нами проведено описание петрографо-минералогических особенностей пород наблюдаемых в нижней части базальтового покрова (силла, по разным данным) (Куликова и др., 2017). Мощность изученного керна скважины С29, Пр. III (пробуренной юго-западнее г. Ухта) составляет 30 см. Наблюдается три разновидности пород кальцит-доломитовые, выше щелочные базальты и базальты (рис. 1). Описание пород керна скважины приводится снизу вверх, в скобках цифрами указаны интервалы, расстояние (в см.) от нижнего контакта 1/С29 (0-2), 2/С29 (2-5), 3/С29 (5-11), 4/С29 (11-14), 5/С29 (14-16), 6/С29 (17-20), 7/С29 (20-30).

1/С29 (0), 2/С29 (3) – в нижней части породы контактирующие с терригенными образованиями представлены существенно кальцит-доломитовыми породами. В химическом составе этой зоны отмечается крайне низкое содержание кремнезема, обусловленное наличием карбонатов.

Щелочные базальты 3/С29 (5-11), 4/С29 (11-14), 5/С29 (14-16), 6/С29 (17-20) имеют микропорфировую структуру и микролитовую структуру основной массы (рис. 2а).

Наблюдаются микролитовая основная масса со стеклом (рис. 3 а-б) и фенокристаллы КПШ двух типов – субизометричные 0.4-0.5 мм и вытянутые 0.2-0.7 мм таблички (рис. 3 в-г), а также короткопризматические (0.4-0.8 мм) порфировые вкрапленники полностью замещенные карбонатами Mg-Ca и Fe состава.



Рис. 1. Изученный разрез керна скважины С29 Пр. Ш.



Рис. 2. Примеры микроструктур: щелочных базальтов (а – микролиты Kfs основной массы), лейсты плагиоклаза (An₅₇₋₇₀) базальтов (б), с анализатором.



Рис. 3. Примеры микроструктур щелочных базальтов (а-г): а – микролиты Kfs основной массы, б – стекло, в-г – примеры микровкрапленников санидина; микроструктуры базальтов (д-е). Снято в BSE.



Рис. 4. Диаграммы: $(Na_2O + K_2O)/SiO_2$ и $Na_2O + K_2O$, графики распределения РЗЭ (в), мультиэлементная (г), Zr-Ti/100-Y*3 (д), La/10-Y/15-Nb/8 (е). Значки щелочные породы: треугольник - 3/C29, квадрат - 4/C29, ромб - 5/C29, круг - 8/C29, базальты: крест - 7/C29.

В основной массе микролиты сложены разноориентированными удлиненными табличками КПШ, карбонатами Mg-Ca - Fe состава, каолинитом, смектитами и мелкими зернами титанита. Снизу вверх меняется незначительно размерность микролитов КПШ основной массы, увеличиваясь от 30-100 мкм до 100-500 мкм.

Проведенные нами ранее исследования калиевого полевого шпата методом порошковой дифрактометрии показали, что калиевый полевой шпат относится к слабо упорядоченному санидину (Куликова и др., 2017).

Базальт 7/С29 (20-30) с микропорфировой структурой и интерсертальной структурой основной массы (рис. 2,6). Порфировые субидиоморфные вкрапленники слагают около 10 % породы, сложены палыгорскитом, псевдоморфно заместившим первичный темноцветный минерал. Размер вкрапленников не превышает 0.40-0.5 мм. Основная масса сложена разноориентированными лейстами плагиоклаза (An₅₇₋₇₀) размером 0.07-0.15 мм, в интерстициях между которыми развиты Fe-Mg-Ca карбонаты (50-70 мкм) переменного состава, палыгорскит, девитрифицированное стекло, наблюдаются мелкие эвгедральные зерна титаномагнетита и ильменита до 25 мкм, часто скелетной формы, а также стекло (рис. 3, д-е).

Переход от щелочных базальтов к базальтам резкий.

Кальцит доломитовые породы нижней части имеют химический состав характерный для этих пород (табл. 1).

Щелочные базальты: имеют ультракалиевый химиче-

ский состав (табл. 1, рис. 4, а-б), содержание оксида калия составляет (6-8 мас., %), при этом породы характеризуются низким содержанием кремнезема (35-50 мас., %), что обусловлено по нашему мнению развитием карбонатов за счет видимо первичных темноцветных минералов.

Базальты (7/С29): содержание кремнезема низкое 37 мас., %, обусловлено интенсивным развитием карбонатов в породе (табл. 1), содержание щелочей в породе низкое (К₀О до 1.5 мас.

%). Химический состав типичный для девонских рифтогенных базальтов Среднего Тимана (Анферова, Удоратина, 2011, 2013), опробованных в коренных обнажениях, вскрытых многочисленными скважинами, а также в карьере Бокситы Тимана, вскрывающих разрез Вежаю-Ворыквинского покрова.

Проведенный анализ изотопного состава углерода и кислорода карбонатов (вторичных) исследуемых пород показал сильный разброс значений по углероду (табл. 1).

Таблица 1

Ком-т	1/C29	2/C29	3/C29	4/C29	5/C29	6/C29	7/C29
SiO ₂	8.87	2.19	41.14	35.49	41.42	50.68	36.90
TiO ₂	0.18	0.10	1.37	1.36	1.33	1.25	1.31
Al ₂ O ₃	3.46	1.31	16.61	16.00	16.26	15.46	15.37
Fe ₂ O ₃	0.57	0.54	0.39	0.94	0.62	0.68	2.43
FeO	14.26	12.09	5.68	10.75	6.41	4.85	4.76
MnO	2.15	2.95	0.60	0.52	0.49	0.57	0.61
MgO	9.54	11.02	3.17	3.45	2.86	1.69	2.27
CaO	21.3	26.4	7.17	6.24	7.07	5.61	17.98
Na ₂ O	0.10	0.08	0.59	0.55	0.65	1.24	2.08
K ₂ O	0.88	0.19	7.77	5.89	7.94	8.14	1.13
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.12	0.11	0.12	0.10	0.10
ППП	36.26	41.92	14.53	17.37	14.25	8.90	14.46
Сумма	99.12	99.91	99.71	99.71	100.06	99.65	99.90
H_2O	0.40	0.36	0.49	0.83	0.63	0.65	0.80
CO ₂	35.34	41.31	11.30	14.09	11.28	7.32	12.49
d ¹³ C, ‰	-7.7	0.17	-0.93	1.83	2.96	-549	8.27
d ¹⁸ O, ‰	20.47	20.21	20.20	20.59	20.19	20.89	22.43

Химический состав (мас., %) пород и изотопный (‰) состав С и О карбонатов пород

Примечание: химический состав (метод классического мокрохимического анализа) и изотопный состав углерода и кислорода проведены в ЦКП «Геонаука», г. Сыктывкар.

Таблица 2

Содержание редких и редкоземельных элементов (г/т) в породе											
Эл-т	3/C29	4/C29	5/C29	6/C29	7/C29	Эл-т	3/C29	4/C29	5/C29	6/C29	7/C29
Be	1.06	1.32	1.97	<1	1.68	La	6.83	5.37	6.39	7.24	8.54
Cs	0.50	0.40	0.40	0.69	1.08	Ce	16.3	12.7	15.1	16.6	18.0
V	307	345	233	293	291	Pr*	2.38	1.84	2.26	2.32	2.52
Cr	206	206	189	186	184	Nd	10.9	8.79	10.6	10.7	12.1
Со	25.3	36.2	25.8	33.5	42.2	Sm	3.00	2.78	3.17	2.90	3.40
Ni	35.8	64.8	32.7	45.4	71.8	Eu	0.98	0.73	1.02	0.92	1.18
Cu	99.7	54.0	128	80.4	84.0	Gd*	3.70	2.91	3.69	3.29	4.04
Zn	28.5	46.0	26.1	58.2	79.2	Tb	0.62	0.52	0.56	0.54	0.69
Ga	19.1	21.9	16.9	16.8	17.9	Dy*	3.76	3.31	3.66	3.30	4.25
Rb	58.5	38.9	53.4	119	18.9	Ho*	0.71	0.66	0.70	0.67	0.87
Sr	26.7	23.1	26.7	75.1	186	Er*	2.35	1.98	1.98	1.81	2.64
Zr	85.0	81.4	84.7	82.0	77.8	Tm*	0.31	0.27	0.28	0.26	0.34
Nb	4.86	4.98	4.54	4.48	4.41	Yb	1.88	2.09	1.78	1.63	2.19

Ba	120	87.7	102	115	89.7	Lu	0.31	0.27	0.26	0.25	0.35
Hf	2.41	2.20	2.57	2.18	2.25	Y	21.6	19.2	18.9	18.4	25.7
Та	0.32	0.28	0.28	0.30	0.32	Th	1.53	1.42	1.50	1.41	1.44
Pb	6.44	2.99	2.72	4.47	3.21	U	0.37	0.33	0.40	0.38	0.34

Примечание: Определения проведены методом ICP MS в ЦЛ ВСЕГЕИ.

Не смотря на сильно отличный минералогический, петрографический и петрохимический состав пород, для них характерно одинаковое или близкое поведение редких и редкоземельных элементов (табл. 2, рис. 4, в-г). Отличается лишь поведение соответственно калия, рубидия и стронция.

Таким образом, установлено что породы нижней части базальтового покрова (силла) (скв. С/29, вскрывающей отложения джъерской вулканогенно-осадочной свиты верхнего девона) сложены щелочными базальтами, а не измененными в процессе щелочных преобразований базальтами. Из-за частичного, разрывного (куски) выхода керна, характер контакта неясен. Мы считаем первичная природа щелочных базальтов обоснована присутствием вкрапленников калиевого полевого шпата и микролитов основной массы, сложенной также калиевым полевым шпатом. Калиевый полевой шпат по результатам рентгенографический исследований является санидином. Химический состав пород является ультракалиевым, содержание оксида калия составляет 6-8 мас., %, породы характеризуются низким содержанием кремнезема вследствие замещения первичных темноцветных минералов Мg-Fe-карбонатами и соответствуют щелочным базальтам. Породы близки геохимически вышележащим базальтам нормальной щелочности. На диаграммах по реконструкции геодинамических обстановок формирования точки составов занимают поля рифтогенных континентальных образований (рис. 4, д-е)). Подобные породы недавно обнаружены на Среднем Тимане, также в основании базальтового (Вежаю-Ворыквинского) покрова, известны и в пределах Вольско-Вымской гряды (Панева и др., 2016, Удоратина и др., 2015, Удоратина и др., 2012, и ссылки в этих работах).

В будущем особе внимание будет уделено исследованию стекол щелочных базальтов. Поскольку развитие процессов калиевого метасоматоза по базальтам может формировать полные метаморфозы по минералам. Неясным остается обнаруженный эффект разброса значений изотопного состава углерода в столь узком 30 см интервале пород.

Список литературы

- Анферова Е. А., Удоратина О. В. Базальты Верхне-Ворыквинского покрова Среднего Тимана // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Мат-лы 22-й научной конференции. Сыктывкар. Геопринт, 2013. С. 8–12.
- Анферова Е. А., Удоратина О. В. Сравнительная характеристика базальтов Северного и Среднего Тимана // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Материалы 20-й научной конференции. Сыктывкар. Геопринт, 2011. С.11-14.
- Панева А. А., Куликова К. В., Бурцев И. Н. Внутриплитный палеозойский магматизм Среднего Тимана //Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 8. Мат-лы Всерос. петрограф. конф. с межд. участием. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ. 2016. С. 224–230.
- Тиманский кряж / В 2 т. Ред.-сост.: Л.П. Шилов, А.М. Плякин, В.И. Алексеев. Т. 1. История, география, жизнь: монография. Ухта: УГТУ, 2010. 339 с.
- Удоратина О. В., Варламов Д. А., Куликова К. В. Специфичная рудная минерализация как средство диагностики вулканических пород (на примере измененных вулканитов Южного Тимана) / Диагностика вулканогенных продуктов в осадочных толщах: Материалы Российского совещания с международным участием. Сыктывкар. ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2012. С. 184–186.
- Удоратина О.В., Варламов Д. А., Капитанова В. А., Ронкин Ю. Л. Ультракалиевые породы нижней части Верхне-Ворыквинского базальтового покрова (Средний Тиман) / Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, № 2, 2015. С. 17–22.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД НЯРОВЕЙСКОЙ СЕРИИ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Уляшева Н.С.

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Верхнепротерозойские отложения северной части Урала отличаются от рифеид более южных районов характером разреза, составом пород и металлогенической специализацией. Если на юге преобладают аркозовые песчаники и карбонатно-глинистые образования с телами ультрамафит-мафитов и риолит-базальтов, формирование которых связано с внутриплитными и авлакоген-рифтогенными обстановками, то в северных районах встречаются также и океанические ассоциации: кремни, серпентиниты и островодужные породы (Пучков, 2010).

Верхнепротерозойские отложения Шентральной тектонической зоны Полярного Урала являются слабо изученным объектом. Здесь они представлены няровейской серией (сланцы, кварциты, метабазальты) и немуръюганской свитой (сланцы, мрамора, кварциты) возраст которых принимается условно, соответственно, как средний и верхний рифей (Душин и др., 2007). Няровейская серия обрамляет с запада и востока раннепртерозойские комплексы и снизу вверх разделяется на верхнехарбейскую и минисейшорскую свиты. Метаморфизм пород достигал высоких ступеней зеленосланцевой фации (Гракова, 2016). В недавно вышедшей работе показано, что по результатам U-Pb датирования детритовых цирконов из метапесчаника минисейшорской свиты можно считать, что накопление осадочного материала этой свиты происходило не раньше, чем в позднем рифее (Уляшева и др., 2017).

Для выявления геодинамических обстановок формирования пород, определения источников сноса и возраста материнских образований для терригенной составляющей используются геохимические и петрохимические методы. Изучение содержания редких и редкоземельных элементов в породах няровейской серии позволит уточнить условия образования верхнепротерозойских отложений Полярного Урала.

Определение концентраций редких и рассеянных элементов в породах выполнено путем кислотного разложения исходных образцов и дальнейшего анализа с помощью секторного масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно связанной плазме (FS HR ICP-MS) Element2 в Институте геологии и геохимии А. Н. Заварицкого в Екатеринбурге. Содержание породообразующих оксидов получено с помощью метода мокрой химии и комплексного метода мокрой химии и рентгенофлуоресцентного анализа в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН в Сыктывкаре.

Породы няровейской серии представлены кварц-эпидот-хлорит-актинолитовыми, а также кварц-слюдистыми, слюдисто-кварцевыми образованиями с переменным содержанием альбита, хлорита и биотита и кварцитами (Уляшева, Гракова, 2016). Для первой группы пород протолитом служили базальты и туфы. Кварц-слюдистые сланцы сформировались по пелитам и алевропелитам, слюдисто-кварцевые породы – по граувакковым песчаникам. Для пород няровейской серии, особенно кварцитов и изредка метапелитов и метаалевропелитов, характерно углеродистое вещество. В западной части няровейской серии метабазальты и метатуфы имеют подчиненное распространение по сравнению с толщами осадочных пород. Что же касается восточной зоны, то там они практически равны по объему выходов.

Метабазальты и метатуфы. Метабазальты представлены низко- и умереннотитанистыми преимущественно низкокалиевыми, умеренно- и низкоглиноземистыми толеитами. Метавулканиты западной зоны имеют повышенные содержания оксида железа, а восточной зоны – оксида магния, в результате чего они разделяются соответственно на высокожелезистые и высокомагниевые разновидности. На идентификационных диаграммах С. Д. Великославинского (2014) и Дж. Пирса (1982) наблюдается приуроченность высокомагниевых метавулканитов восточной зоны к океаническим образованиям, а высокожелезистых пород западной зоны к внутриплитным континентальным обстановкам.

Геохимический состав рассматриваемых метабазальтов очень близок. На диаграмме, где показаны содержания редкоземельных элементов, нормированные к содержанию их в хондрите, породы западной и восточной зон няровейской серии образуют схожие спектры распределения элементов с отрицательным углом наклона и небольшой отрицательной европиевой аномалией (рис. 1 а). Содержание легких редкоземельных элементов превышают хондритовые в 15–80 раз, а тяжелых – в 8–30 раз. Подобный микроэлементный состав характерен для океанических базальтов Е-MORB. От толеитов океанических островов и континентальных рифтов они отличаются пониженными содержаниями легких редкоземельных элементов.

На спайдер-диаграмме (рис. 1 б) спектры содержания редких элементов метабазальтов няровейской серии также идентичны со спектром базальта E-MORB. В некоторых породах восточной зоны наблюдаются пониженные содержания Nb, Zr и Hf, что характерно для производных надсубдукционных обстановок, возникших при плавлении верхней периферической части умеренно обогащенной мантии, более богатой водой.

Учитывая данные по геохимическому составу, метабазальты западной и восточной зон распространения няровейской серии сформировались, скорее всего, в надсубдукционных обстановках задугового моря. Не исключено, что кора океанического типа задугого бассейна образовалась в результате континентального рифтогенеза, на что могут указывать высокие содержания железа в метабазальтах западной зоны распространения няровейской серии. Высокомагниевая серия восточной зоны, видимо, более поздняя и не подвержена влиянию континентальной составляющей. В целом, учитывая схожесть геохимических составов метабазальтов обеих зон, можно сказать, что у них были близкие условия генерации магматических расплавов.

Метатуфы отличаются от метабазальтов повышенным содержанием глинозема, видимо, за счет смешения глинистого материала. Геохимический состав этих пород практически идентичен, лишь изредка в туфах наблюдаются положительные аномалии по литофильным элементам.

Метаосадочные породы. Как в западной, так и в восточной части распространения няровейской серии отмечаются перемежающиеся с метабазальтами метапелиты, метаалевропелиты, метаграувакки и кварциты.



Рис. 1. Геохимический состав метабазальтов няровейской серии, нормированный по составу хондрита и базальта примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989). Сплошные линии – метабазальты восточной зоны, пунктирные линии – метабазальты западной зоны.



Рис. 2. Расположение точек составов метаосадочных пород на диаграммах La/Th – Hf и Th/Co – La/Sc (Маслов, 2012). Точки составов: 1 – метапелитов, 2 –метаалевропелитов, 3 – метаграувакк, 4 – кварцитов.



Рис. 3. Содержания редкоземельных элементов в метатерригенных образованиях няровейской серии, нормализованные относительно содержания их в хондрите (Sun, McDonough, 1989). Черные линии – породы западной зоны, серые – восточной зоны.

Индикаторные содержания редких элементов La, Sc, Th, Co, Hf и Ce в осадочных образованиях могут указывать на источники сноса и возраст размываемого материала, а также особенности состава материнских пород. Анализ соотношений элементов La/Sc, Th/Co, La/Th и Hf в метаморфизованных осадочных образованиях няровейской серии показал (рис. 2), что основным источником для них служили породы кислого состава зрелой континентальной коры. В то же время высокие значения соотношений элементов Cr/Zr (1,3– 2,09) и Cr/V (0,44–0,6) указывают на наличие в размываемом материале также основных и средних пород.

Кора архея отличается от коры палеопротерозоя разным содержанием редких элементов Sc, Y, Th и Cr. По повышенным количествам Sc, Y, Th и пониженным хрома в метатерригенных образованиях няровейской можно сказать, что они сформировались по породам раннепротерозойского возраста.

Было изучено распределение содержаний редкоземельных элементов в различных типах метаосадочных пород няровейской серии, нормированных относительно содержаний их в хондрите. Спектр содержаний элементов в метапелитах западной части няровейской серии схож со спектром PAAS, что указывает на кислый и средний состав размываемого материала (рис. 3). Метапелит восточной части няровейской серии имеет пониженные содержания редкоземельных элементов и небольшой европиевый минимум. Такие графики характерны для магматитов основного состава, которые, скорее всего, и послужили источником материала для данной терригенной породы.

Метаалевропелиты и метаграувакковые песчаники также имеют близкие к PAAS содержания редкоземельных элементов.

Различный геохимический состав имеют кварциты, что позволило среди них выделить апокремниевые образования и породы, сформировавшиеся по кварцевым песчаникам. Как было сказано выше, среди преимущественно кварцевых пород няровейской серии есть разновидности с видимым углеродистым веществом и безуглеродистые. В ранее опубликованных работах было показано, что протолитом для углеродистых кварцитов няровейской серии служили кремниевые и кремниево-терригенные породы (Уляшева, Гракова, 2016). Анализ их геохимического состава показал, что метаморфизованные кремниевые образования имеют по сравнению с терригенно-кремниевыми повышенные содержания кремнезема и низкие значения редких элементов Li, Be, Sc, Ti, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Se, Rb, Sr, W, Pb и Th. Спектр содержаний редкоземельных элементов метаморфизованной кремниевой породы няровейской серии имеет крутой наклон с европиевой аномалией. Измененные кремнисто-терригенные породы имеют более пологий спектр распределения элементов вследствие повышенного содержания тяжелых составляющих.

Безуглеродистые разновидности кварцитов характеризуются высокими количествами Mn, Co, Ni, Sr и Pb по сравнению с метаморфизованными кремниевыми и терригенно-кремниевыми образованиями. Они имеют высокие содержания легких и тяжелых редкоземельных элементов, превышающие их в PAAS, и, скорее всего, сформировались по кварцевым песчаникам. Вероятно, источником сноса для них послужил многократно переработанный гранитный материал. Надо отметить, что кремниевые разновидности кварцитов встречаются и западной и в восточной зоне распространения няровейской серии, а терригенные кварциты нами были обнаружены лишь в западной области.

В результате проведенных исследований можно сказать, что для западной и восточной зон распространения няровейской серии характерны метабазальты, метатуфы, метапелиты, метаалевропелиты и апокремниевые образования. В западной зоне встречаются также метаморфизованные кварцевые песчаники, а мощность осадочных толщ превышают объем высокожелезистых метабазальтов. В восточной зоне метабазальты - высокомагниевые, но в обеих областях они схожи с океаническими образованиями E-MORB. Низкие содержания Nb, Zr и Hf в метабазальтах няровейской серии указывают на формирование этих пород в надсубдукционной обстановке. Надо отметить, что в источниках сноса для метатерригенных пород преобладали богатые кремнем осадочные образования, а также кислые, средние и основные магматиты зрелой континентальной коры раннепротерозойского возраста. Можно также предположить, что породы западной части распространения няровейской серии, скорее всего, сформировались в результате континентального рифтогенеза. Породы восточной зоны образовались позже в океанической обстановке. Таким образом, можно сделать вывод, что породы няровейской серии представляли собой образования задуговых бассейнов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00146 мол_а, а также при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-17.

Список литературы

- Гракова О. В. Термодинамические условия метаморфизма верхнепротерозойских отложений Полярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2017. № 6 (270). С. 13-19
- Душин В. А., Сердюкова О. П., Малюгин А. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Листы Q-42-I, II. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 340 с.
- Великославинский С. Д., Крылов Д. П. Геодинамическая типизация базальтов по геохимическим данным // Геотектоника, 2014. № 6. С. 77–91.
- Маслов А. В. Литогеохимия терригенных пород верхнего докембрия Волго-Уральской области. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012. 248 с.
- Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа, 2010. 280 с.
- Уляшева Н. С., Гракова О. В. Первичный состав пород няровейской серии (Полярный Урал) // Вестник института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН. 2016. № 2. С. 24–35.
- Уляшева Н. С. Гракова О. В. Типизация углеродсодержащих сланцев няровейской серии (Полярный Урал) // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий, Уфа, 2016. С. 53–55.
- Уляшева Н. С., Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Гракова О. В., Хубанов В. Б. U–Pb LA-SF-ICP-MS датирование цирконов из верхнепротерозойских отложений Полярного Урала // Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием «Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-европейской платформы и ее складчатого обрамления». Сыктывкар, 2017. С. 223–224.
- Pearce, J. A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Thorpe R. S. Andesites. Wiley, Chichester, 1982. P. 525–548.
- Sun S. S., McDonough W. F., 1989 Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London Special Publication, 42, 1989. P. 313–345.

ОСНОВНЫЕ МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ РАСПЛАВОВ В ПОРОДАХ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА ПРИ 800-1000°С, 5-10 КБАР

Ходоревская Л.И.

Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка, Московской обл., Россия

Процессы образования расплавов в породах океанической коры (базальты и их метаморфизованные аналоги) происходят либо в отсутствие флюидной фазы (закрытая система), либо в присутствии флюида (открытая система).

К моделям выплавления гранитоидов в метабазитах в отсутствие флюидной фазы (закрытая система) можно отнести фракционную кристаллизацию плавящихся пород основного состава, смешение основных и кислых магм, контаминацию базальтовых магм коровым сиалическим материалом и, наиболее популярную в последние десятилетия, модель дегидратационного плавления. В основе этой модели лежит то положение, что вода, связанная в водосодержащих минералах океанической коры, в основном в амфиболах, освобождается при реакциях дегидратации и, понижая температуры плавления пород, стимулирует образование расплава с дальнейшим его отделением от тугоплавкого остатка и подъемом в верхние этажи коры, либо существованием в виде лейкосомы мигматитов. При температурах менее 850°С, давлении 5-10 кбар метабазиты плавятся слабо, количество расплава составляет очень небольшие количества (Helz, 1976; Beard, Lofgren, 1991; Skjerlie, Johnston, 1993; Rapp, 1995; Patino Douce, Beard, 1995 и др.). Значимое увеличение плавления амфиболита начинается при температуре около 900°С, и уже при 1000°С составляет 30-40%. Количество выплавляемого расплава при заданных T-P параметрах зависит от количества водосодержащих минералов (амфибол, биотит, хлорит) в породе. По составу образующиеся расплавы варьируют от дацитов до риолитов. На рис. 1 соотношение SiO₂-(Na₂O-К₂О) в подобных расплавах обозначено (а).

В условиях открытой системы количество и состав выплавляющихся раплавов определяется не только Р-Т параметрами и составом плавящихся пород, но и количеством и составом флюидной фазы, фильтрующейся через породу.

Относительно простые системы типа метабазит+H₂O, изучены достаточно хорошо. Исследования (Helz, 1976; Beard, Lofgren, 1991 и др.) показали, что возникающие расплавы при температурах до 1000°С относятся к кислым (рис. 1, b), имеют несколько более высокое содержание Al₂O₃ и низкое FeO, MgO, TiO₂ и K₂O по сравнению с расплавами, возникающими при дегидратационном плавлении при тех же параметрах.

Взаимодействие пород с H_2O-CO_2 флюидами приводит к образованию расплавов, состав которых близок к андезитдацитам при T< 1000°C (Kaszuba, 2000; Safonov et al., 2014). Соотношение SiO₂–(Na₂O+K₂O) в подобных расплавах обозначено (с) на рис. 1.

Другая группа моделей – взаимодействие метабазитов с водно-солевыми \pm CO₂ флюидами. Наличие солей во флюиде показывалось еще Д.С. Коржинским (1952, 1955) и более поздними полевыми и термодинамическими исследованиями (Perchuk, Gerya,1993; Aranovich, Newton, 1996 и др., определением водно-солевых флюидных включений (Touret, 2009 и др.), находками кристаллических хлоридов в межзерновом пространстве (Markl, Bucher, 1998). Хорошо известны и эксперименты в модельных системах. Более подробный список литературы, отражающей исследования водно - солевых флюидов, представлен в (Safonov et al., 2014). В различных геотектонических условиях солевая составляющая флюидной фазы может колебаться от незначительных до высоких X_{NaCl} (Dick and Robinson, 1979; Blattner P., Black P.M., 1980; Mora, Valley, 1989; Type, 2009; Markl, Bucher, 1998 и др.).

В условиях нижней коры важнейшими составными частями концентрированных водных растворов являются хлориды NaCl, KCl. По данным (Safonov et al., 2014), при плавлении биотит-амфиболового гнейса с участием H₂O-CO₂-(K, Na)Cl флюида с низкой солевой нагрузкой (Хсоли ≤ 0.014) при 750-800°C 5,5 кбар образуются главным образом дацит-риолитовые расплавы (d на рис. 1). Соотношение KCl/NaCl во флюиде определяет как соотношение K-Na в расплаве, так и сосуществующие с расплавом минералы. Содержания Cl в расплавах по данным авторов составляет 0.02±0.02 мас.% Cl.

Закономерности изменения составов расплавов и сопутствующих минеральных ассоциаций при высоких концентрациях хлоридов получены нами при изучении взаимодействия амфибола с флюидами (Na, K)Cl при 750°С, 7 кбар и 900°С, 5 кбар (Ходоревская, 2016; Ходоревская, Аранович, 2016). Согласно этим данным в системе метабазит-H₂O-NaCl с увеличением X_{NaCl} субликвидусная минеральная ассоциация закономерно меняется: при X_{NaCl} > 0.05- 0.07 исчезает основной плагиоклаз и появляется новый более железистый амфибол. При X_{NaCl} > 0.14 исчезает клинопироксен и появляется Na-флогопит, близкий по составу к вонзиту, остается очень мало исходного амфибола. При X_{NaCl} > 0.3 появляется нефелин и содалит. Составы получаемых расплавов меняются от кварц- к нефелиннормативным, от андезитов и дацитов к трахитам (е на рис.1).

Добавление КСІ в систему при общем содержании солей $X_{(Na,K)CI} > 0.1$ приводит к появлению клинопироксена, биотита, калиевого полевого шпата. При $X_{KCI} > 0.27$ и низкой a_{H2O} устойчив гранат андрадит-гроссулярового ряда, по химическому составу характерный для щелочных метасоматитов. В общем случае последовательность смены меланократовых минералов с ростом $X_{KCI}/(X_{KCI}+X_{NaCI})$ во флюиде может быть выражена как Hbl \rightarrow Cpx+Bt±Hbl \rightarrow Grt+Cpx+Bt. В ассоциации лейкократовых минералов (плагиоклаз, калиевый полевой шпат, нефелин) нефелин исчезает при $X_{KCI}/(X_{KCI}+X_{NaCI}) > 0.25$. Более подробно описание системы амфибол-NaCl-H,O-KCl приведено в (Ходоревская, 2016).

Образование расплавов при заданных Т-Р параметрах происходит при $a_{H2O} > 0.65$, ($X_{NaCI+KCI} < 0.3$), расплавы отвечают фонолитам (f на рис. 1). Содержание Cl в таких расплавах достигает, а порой превышает 1 мас. % в отличие от кислых расплавов, отличающихся низкой растворимостью Cl. На рис. 2 видно, что возрастание температуры и увеличение солевой нагрузки приводит к увеличению содержания хлора в расплавах.

При более высоких концентрациях солей во флюиде сильная ионизация флюида приводит к понижению а_{H2O} (Aranovich, Newton, 1996) и, как следствие, повышению температуры плавления породы, т.е., в данной системе расплавы отсутствуют. Тип и составы минеральной ассоциации будут определяться любыми двумя из трех параметров: а_{H2O}-a_{NaCl}а_{KCl} (Ходоревская, 2016).



Рис. 1. Классификационная диаграмма TAS (Le Bas et al., 1986). Цифрами на рис.1 обозначены поля составов: 1 – пикробазальт, 2 – базанит и тефрит, 3 – фонотефрит, 4 – тефрифонолит, 5 – фонолит, 6 – базальт, 7 – трахибазальт, 8 – базальтовый трахиандезит, 9 – трахиандезит, 10 – трахидацит и трахит, 11 – базальтовый андезит, 12 – андезит, 13 – дацит, 14 – риолит. Остальные обозначения см. в тексте.



Рис. 2. Зависимость содержания Cl (мас. %) в закалочных расплавах от Хсоли (NaCl, NaCl+KCl) в исходном флюиде при различных параметрах. (а) - система амфибол NaCl- H_2O и (б) - амфибол-NaCl- KCl- H_2O при $T=750^{\circ}$ С, $P = 7\kappa 6ap$; (в) - система амфибол - NaCl- H_2O при 900°С, 5 кбар; (г) система амфиболит - NaCl- H_2O -CO, флюид при 900°С, 6.5 кбар.



Рис. 3. Фотографии продуктов опыта в обратно-рассеянных электронах. Условные оозначения для рис.3, 4: Hbl – амфибол, Pl – плагиоклаз, Cal – карбонат, Melt - расплав вокруг кристалла амфибола, а также его сферические формы. Во врезке – зональный карбонат.



Рис. 4. Фотография края амфиболита, обращенного к флюидам, насыщенным компонентами гранита, при $t=750^{\circ}$ С, 5 кбар. (а)- флюид H_2O ; (б) флюид $X_{H2O}=0.70$, $X_{NaCl}=0.30$.
Наличие CO₂ в составе водно-солевых флюидов ($X_{CO2} > 0.1$) определяет его двухфазное состояние (Shmulovich, Graham, 2004). В области двухфазного флюида происходит сепарация карбонатно-силикатных и хлоридно-карбонатных расплавов.

Нами изучено взаимодействие амфиболита с флюидами H_2O -NaCl-CO₂ при 900°С, 6.5 кбар, в области двухфазного флюида. Возикающие после опытов полученные расплавы отвечают трахидацитам и трахитам (g на рис. 1). Содержание хлора в расплавах представлено (d) на рис. 2. Из рисунка видно, что в расплавах, образованных в условиях двухфазного H_2O -CO-NaCl флюида, содержание Cl высокое, колеблется в интервале 0.8-1.4 мас. %.

После опытов среди фаз, представленных амфиболом и расплавом, отмечались Fe- Ca карбонаты. Это скопление мелких минералов или одиночные кристаллы (рис. 3). Как правило, карбонаты неоднородны по составу: края более железистые, чем центр. В средней части зерен карбонаты имеют состав $Ca_{0.7}Fe_{2.3}O_3$. Таким образом в экспериментах подтверждается генетическая связь карбонатитов, в частности сидеритовых карбонатитов и щелочно-базитовых магматических пород, которые описаны в природных комплексах (Прокопьев, 2014 и др.).

Таким образом, экспериментальные данные показывают, что расплавы, образующиеся при участии флюида с незначительным содержанием солевой составляющей (открытые значки на рис. 1), характеризуются суммой щелочей, составляющей в среднем менее 6 мас.%, SiO₂ > 60 мас. %, отвечают дацитам и риолитам или их интрузивным аналогам. При Хсоли > 0.02 во флюиде появляющиеся расплавы (залитые значки на рис.1) содержат более 6 мас.% Na₂O+K₂O, SiO₂ ≈ 50-70 мас.%, их состав меняется от трахитов до фонолитов. Таким образом, наличие NaCl, KCl во флюиде способствует образованию щелочных расплавов, или расплавов умеренной щелочности.

С другой стороны в ряде исследований показано, что образование гранитоидных расплавов (плагиограниты, чарнокиты, граниты) в ряде случаев проходит при высоком содержании солей во флюиде, например, $X_{NaCl} = 0.3$ (Кориковский, Ходоревская, 2006), или $X_{H2O} = 0.45$, $X_{CO2} = 0.1$, $X_{KCl} = 0.15$ 0.15, $X_{NaCl} = 0.3$ (Кориковский, Аранович, 2010), или X_{H2O} 0.6, X_{CO2} = 0.1, X_{(Na,K)F} = 0.3 (Кориковский, Аранович, 2015). Подобные полевые исследования и оценки Хсолей во флюиде, казалось бы, противоречат утверждению о том, что наличие щелочей во флюиде способствует образованию щелочных расплавов. Однако, согласно модели Д.С. Коржинского (1952) процессы гранитизации и чарнокитизации проходят при участии кремний-щелочного флюида. Иными словами, для образования подобных расплавов необходимо, чтобы фильтрующийся в метабазиты флюид содержал не только щелочи, но SiO, В данной модели подтверждается генетическая связь гранитизации и чарнокитизации метабазитов с глубинными плутонами кислого состава.

Экспериментальное моделирование подобных процессов, было воспроизведено в условиях взаимодействия водного и водно-солевого флюидов, насыщенных компонентами гранитов, с амфиболитами при 750°С, 5 кбар (Ходоревская, 2008). В случаях фильтрации через амфиболит водного, насыщенного компонентами гранита, флюида (рис. 4a) после опыта на краю образца амфиболита, обращенного к флюиду, появляется кайма расплава с содержанием SiO₂=73-74 мас.% и Na₂O+K₂O= 5-6 мас.% отвечает риолиту (h на рис.1). Расплав по трещинам и между кристаллами амфиболита проникает вглубь породы, постепенно ее растворяя, поэтому его состав в интерстициях минералов отличается от эвтектического повышенным содержанием нормативного кварца, и отвечает гранодиориту или кварцевому монцониту. Основные минералы амфиболита амфибол и плагиоклаз после опытов сохраняются, гранат дробится на мелкие кристаллы и постепенно замещается расплавом. Происходит последовательное преобразование ильменита в агрегат рутила и магнетита. В зоне сплошного расплава фиксируются "остаточные" минералы амфиболита: редкие мелкие, » 3-4 мкм, кристаллы апатита, рутила, титаномагнетита циркона и отдельные, не полностью замещенные расплавом, кристаллы амфибола.

При фильтрации через породу солевого флюида ($X_{NaCl} = 0.3$), насыщенного компонентами гранита, на контакте амфиболита (рис.4б) отмечаются амфиболы и появляются клинопироксены (наличие KCl во флюиде, насыщенном компонентами гранита) и более кислых, чем исходные, плагиоклазов. На краю образца, обращенного к флюидному потоку появляется не сплошная полоса расплава, как в присутствии водного или относительно слабосоленого флюида, а образуется кайма минералов - волластонита и кварца, реже диопсида, и отдельные участки расплава. По составу расплав также относится к риолитам с содержанием SiO₂=73-74 мас.% и Na₂O+K₂O≈ 9-10 мас.% (h на рис.1). Количество расплава, образующееся в условиях высокой солевой нагрузки гораздо меньше, чем в случаях взаимодействия породы с флюидом H₂O.

Отличительной особенностью полученных расплавов (рис. 4a, 4б) являются низкие (практически на пределе погрешности анализа) концентрации Cl, последний концентрируется в сосуществующей флюидной фазе. Во многих работах (Рябчиков, 1975; Webster, 1997; Manning, Aranovich, 2014 и др.) показано,что образование кислых расплавов в присутствии растворов галогенидов щелочей приводит к обогащению флюидной фазы HCl вследствие реакций MeCln(Fl) + nH2O = Me(OH)n(Melt) + nHCl(Fl), подобных реакциям гидролиза на фазовой границе жидкость–пар в водно-солевых системах (Shmulovich et al., 1995; Bischoff et al., 1996).

Таким образом, плавление пород под воздействием водно-солевых±CO₂ флюидов может приводить к двум принципиально различным результатам. С одной стороны это может быть генерация умереннощелочных и щелочных расплавов вплоть до нефелиновых сиенитов. Подобные расплавы являются эффективными транспортерами хлора вплоть до зон дегазации вследствие высокой растворимости в них Cl.

С другой стороны, плавление пород под воздействием водно-солевых±СО₂ флюидов, насыщенных компонентами гранита, приводит к образованию кислых расплавов, бедных хлором. Сl концентрируется во флюидной фазе, вызывая радикальное изменение состава флюида (например, флюиды с высокой солевой составляющей должны становиться высоко кислотными). Можно предположить, что подобные флюиды способствуют выносу FeO и MgO при гранитизации с дальнейшим их рассеиванием при фильтрации флюида через породу или, в более редких случаях концентрированным переотложением и формированием базификатов.

Список литературы

- Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1952. № 2. С. 56-69.
- Коржинский Д.С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 220-234.
- Кориковский С.П., Ходоревская Л.И. Гранитизация палеопротерозойских высокобарических метагаббро-норитов в беломорской серии Балтийского щита (район

Кандалакшского залива, о. Горелый) // Петрология. 2006. Т. 14. С. 453-481.

- Кориковский С.П., Аранович Л.Я. Чарнокитизация и эндербитизация основных гранулитов Лапландского гранулитового пояса (южная часть Кольского полуострова, район Порьей Губы): І. Петрология и геотермобарометрия // Петрология. 2010. Т. 18. № 4. С. 340–368.
- Кориковский С.П., Аранович Л.Я. Чарнокитизация ортопироксен-клинопироксен-флогопитовых бесполевошпатовых метаультамафитов в Лапландском гранулитовом поясе (юг Кольского полуострова): изменение состава пород и минералов, Р-Т параметры, флюидный режим// Петрология. 2015. Т. 23. № 3. С. 211–250.
- Прокопьев И. Р. Геологические и физико-химические условия образования Fe-F-REE карбонатитов центральной Тувы // Реф. канд. г.-м. н., Новосибирск, 2014.
- Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
- Туре Ж.Л.Р.Перенос флюида-расплава из мантии ав нижнюю кору при гранулитовом метаморфизме// Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 12, с. 1357-1370.
- Ходоревская Л.И., Аранович Л.Я. Экспериментальное исследование взаимодействия амфибола с флюидом H₂O-NaCl при 900°С, 500 МПа: к процессам плавления и массопереноса в гранулитовой фации// Петрология 2016. № 3. С. 235-254.
- Ходоревская Л.И. Экспериментальное исследование преобразования основных пород при взаимодействии с кремнещелочным флюидом (гранитизация). //В сб. «Экспериментальные исследования эндогенных процессов». ИЭМ РАН, Черноголовка. 2008. С. 30-39.
- Ходоревская Л.И. Экспериментальное исследование взаимодействия амфибола с флюидом NaCl-KCl-H₂O при 750°C, 7 кбар: минеральный состав и частичное плавление при высокотемпературном щелочном метасоматозе метабазитов// Сб. «Петрология магматических и метаморфических комплексов» ». Томск, 2016. С. 365-370.
- Aranovich, L. Ya., Newton, R. C. H₂O activity in concentrated NaCl solutions at high pressures and temperatures measured by the brucite-periclase equilibrium// Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 125. P. 200-212.
- Beard J.S, Lofgren G.E. Dehydration melting and watersaturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kb // J.Petrol. 1991. V. 32. N2. P. 365-402.
- Bischoff J.L., Rosenbauer R.J., Fournier R.O. The generation of HCl in the system CaCl₂-H₂O: vapor_liquid relations from 380–500°C // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 7–16.
- 15. Blattner P., Black P.M. Apatite and scapolite as petrogenetic indicators in granolites of Milford Sound, New Zealand //

Contrib.Mineral. Petrol., 1980. V.74. P.339-348.

- Dick L.A., Robinson G.W. Chlorine bearing potassian hastingsite from a sphalerite skarn Southern Yukon // Can. Mineral. 1979. V. 17. P. 25-26.
- Helz R.T. Phase relations of basalts in their melting ranges at P = 5 kb. Part II. Melt compositions // J. Petrol. 1976. V. 17. P. 139-193.
- Kaszuba J.P., Wendlandt R.F. Effect of Carbon Dioxide on Dehydration Melting Reactions and Melt Compositions in the Lower Crust and the Origin of Alkaline Rocks // J. Petrol. 2000. V. 41. № 3. P. 363–386.
- Manning C.E., Aranovich L.Y. Brines at high pressure and temperature: Thermodynamic, petrologic and geochemical effects // Precambrian Res. 2014. V. 253. P. 6–16.
- Markl G., Bucher K. Composition of fluids in the lower crust inferred from metamorphic salt in lower crustal rocks // Nature. 1998. V. 391. C. 781–783.
- Mora C.I., Valley J.W. Halogen–rich scapolite and biotite: implication for metamorphic fluid–rock interaction // Amer. Mineral. 1989. V. 74. P. 721–737.
- 22. Patiño Douce, A.E. and Beard, J.S., 1995. Dehydrationmelting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. Journal of Petrology, 36, 707-738.
- Perchuk, L. L., Gerya, T. V. Fluid control of charnockitization // Chemical Geology. 1993. V. 108. P. 175-186.
- Rapp R.P. Amphibole-out phase boundary in partially melyed metabasalt, its control over liquid fraction and composition and source permeability //J. Geophys. Res. 1995. V.100. N B8. P. 15601-15610.
- 25. Safonov O.G., Kosova S.A. and Van Reenen D.D. Interaction of Biotite-Amphibole Gneiss with H₂O-CO₂-(K, Na)Cl Fluids at 550MPa and 750 and 800°C: Experimental Study and Applications to Dehydration and Partial Melting in the Middle Crust //J. Petrology. 2014. V.55. № 12. P. 2419-2456.
- 26. Skjerlie, K.P., Douce, A.E.P. and Johnston, A.D. Fluidabsent melting of layered crustal protolith: Impli-cations for the generation of anatectic granites. Contribu-tions to Mineralogy and Petrology. 1993. V. 114. № 3. P. 365- 378.
- Shmulovich K.I., Tkachenko S.I., Plyasunova N.V. Phase equilibria in fluid systems at high pressures and temperatures // Shmulovich K.I., Yardley B.W.D., Gonchar G.(Eds.), Fluids in the Crust. London: Chapman and Hall, 1995. P. 193–214.
- Shmulovich K.I., Graham K.M. An experimental study of phase equilibria in the systems H₂O–CO₂–CaCl₂ and H₂O– CO₂–NaCl at high pressures and temperatures (500–800°C, 0.5–0.9 GPa): geological and geophysical applications // Contrib Mineral Petrol. 2004. V. 146: P. 450–462.
- Webster J.D. Chloride Solubility in Felsic Melts and the Role of Chloride in Magmatic Degassing // J. Petrol. 1997. V. 38. № 12. P. 1793–1807.

ДВЕ АЛЬТЕРНАТИВНЫЕ ГИПОТЕЗЫ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ

Хомичев В.Л.

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (г. Новосибирск)

В статье суммируются генетические возражения против общепринятого традиционного представления о палингенной, коровой природе гранитоидов и аргументируется происхождение их в результате внутрикамерной дифференциации исходной базитовой магмы, ровно как и риолитов в вулканическом очаге.

Ключевые слова. Гранитоиды, палингенез, дифференциация базальтовой магмы, внутреннее строение плутонов.

Нередкая структурно-пространственная ассоциация гранитоидов и габброидов особенно в зональных массивах центрального типа породила идею генетической связи между ними, а эксперименты по кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы и физико-химический анализ этой системы Н.Л. Боуэна подкрепили ее. Так в литературу вошло понятие β-гранитов. Однако площадные соотношения кислых и основных пород в вулканической (90% базальтов и 10% риодацитов) и плутонической фациях (90% гранитов и 10% габбро) по всем континентам послужили основанием для критики гипотезы Н.Л. Боуэна. Происхождение риодацитов в результате внутрикамерной дифференциации базальтовой магмы согласуется с приведенными соотношениями, а материалы Э.Н. Эрлиха и И.В. Мелекесцева подтвердили, что риодациты всегда сопровождают главенствующий базальтоидный вулканизм и самостоятельно (автономно) нигде не наблюдаются. Поэтому в базальтоидной природе риодацитов никто не сомневается.

А в отношении гранитоидов ситуация иная. Конечно, 10% габброидной магмы не могут продуцировать 90% гранитов. Именно "море" гранитов на континентах априори приводит к признанию отдельной первичной гранитной магмы наряду с базальтовой. И никто не усомнился в достоверности площадных соотношений. Лишь Е.К. Устиев вскользь заметил, что для плутонических тел, ориентированных в значительной мере вертикально, достоверны только объемные соотношения. Однако тут же он оговорился, что многочисленные площадные подсчеты по всем плутонам с разным уровнем среза, по-видимому, близки объемным. И до сих пор соотношение габбро:граниты 10-15:90-85 принимается на веру, несмотря на очевидный абсурд, так как в площадные подсчеты попадает по существу один (высокий) срез плутонов, а большая, глубинная их часть остается неведомой и из полсчета выпадает.

Подтверждением геологических соображений о первичной гранитной магме послужили эксперименты Х. Винклера и Х. Платена по плавлению песчано-глинистых смесей с выходом на анатектический гранитный расплав, как доказательство гипотезы анатектического гранитообразования при ультраметаморфизме на глубоких горизонтах коры. Так родилось понятие γ-гранита, которое разделяется всеми петрологами страны.

Этой гипотезе способствовал факт большого числа почти чисто гранитных плутонов, для которых малая доля основных пород не принимается во внимание: их или отсекают в более древние комплексы, или относят к гибридным, реакционным образованиям. Это касается и даек основного состава, которые всегда присутствуют в гранитоидных батолитах.

Однако эта гипотеза палингенного гранитообразования встретила непреодолимые противоречия, подробно изложенные автором в монографиях "Плутоны – дайки - оруденение" (2010) и "Петрологическая основа гранитоидных рудно-магматических систем" (2016). Отметим главные из них:

 Как установлено в докембрийских гранито-гнейсовых куполах при ультраметаморфизме выплавляются очень небольшие изолированные объемы (линзы, гнезда, жилы, штокверки) расплава, несопоставимые с крупнообъемными плутонами на гипабиссальном уровне и потому они не могут быть их источником.

2. В силу малых размеров, низкой температуры, высокой вязкости, узкого интервала кристаллизации анатектические расплавы не могут внедряться высоко и затвердевают по существу на месте, то есть и с этой стороны они не могут быть источником гипабиссальных аллохтонных плутонов.

 Состав анатектических выплавок отвечает эвтектике или котектике и не имеет возможностей ни к дифференциации, ни к ассимиляции, поэтому не может дать того разнообразия пород, которые реально наблюдаются в гипабиссальных плутонах γ-гранитов.

4. Выплавление анатектического расплава весьма энергоемкий процесс, который не обеспечивается температурными условиями в коре на уровне 25-30 км и, чтобы восполнить энергетический дефицит, даже для локальных выплавок приходится прибегать к дополнительным мантийным источникам, а для больших объемов магмы это весьма сомнительно.

5. Наблюдаемая повсеместно неоспоримая комагматичность гранитоидов риолит-андезит-базальтовым ассоциациям явно противоречит палингенной гипотезе гранитообразования. Действительно, разве можно допустить для комагматичных образований разную природу: базальтоидную, мантийную – для риодацитов и палингенную, коровую – для гранитоидов.

6. С позиций палингенного происхождения гранитной магмы невозможно объяснить дайки диабазов, диабазовых и диоритовых порфиритов, лампрофиров (дайки 2 этапа), несомненно связанных с плутонами, внедряющихся неизвестно откуда параллельно с оруденением, в том числе самым поздним, и даже после него.

7. Выплавки из "сухого" безрудного гнейсового субстрата в докембрийских гранитогнейсовых куполах не несут сколько-нибудь заметной минерализации и рассматриваются как бесплодные образования. Они не согласуются с рудоносностью гипабиссальных гранитоидных плутонов и, очевидно, не могут быть их источником.

Высказанные возражения в сумме сверхдостаточны, чтобы отклонить какую-либо связь огромных гранитоидных плутонов с локальными ультраметаморфическими выплавками, закрыть гипотезу палингенного гранитообразования как несостоятельную, отказаться от первичной гранитной магмы, равнозначной магме базальтовой.

Серьезный урон палингенезу нанесли изотопные исследования породообразующих и рудных минералов, по которым все больше появляются противоречащие коровой природе гранитоидов мантийные соотношения изотопов стронция, кислорода, серы. Термобарогеохимический анализ газово-жидких включений также свидетельствует о принадлежности гранитоидов к базальтоидному, мантийному ряду пород.

Но решающее значение в генезисе гранитоидов принадлежит глубинному моделированию внутреннего строения плутонов. До недавнего времени мы практически не знали как меняются и меняются ли с глубиной морфология, объем, состав, строение, взаимоотношения пород разной основности-кислотности. Правда, геофизики уже давно утверждают, что плутоны представляют собой пластовые межформационные лополиты огромных горизонтальных размеров и относительно небольшой мощности. Гранитоиды в них занимают верхние 3-5 км, а большая нижняя часть сложена основными породами. Но эти выводы из анализа физических полей имеют в значительной мере умозрительный концептуальный характер и конкретных данных не содержат.

Ситуация изменилась благодаря разработанной в СНИ-ИГГиМСе (О.Г. Садур) программы пересчета наблюденного грави-магнитного поля на глубину. Получаемое распределение плотности и намагниченности по разрезу позволяет дать геологическую их интерпретацию и построить конкретную картину внутреннего строения плутона. Выполненное моделирование по 43 плутонам Алтае-Саянской области, Енисейского кряжа, Урала, Казахстана, Забайкалья, СВ России показало их однотипное (как и следовало ожидать, поскольку все они формируются по одним естественным термодинамическим, физико-химическим законам независимо от времени и пространства) строение.

Аналогично хорошо изученной горизонтальной зональности (последовательное снижение основности и нарастание кислотности-щелочности от контактов к центру массивов) установлена такая же вертикальная зональность: габбро и монцодиориты верхней приапикальной оболочки сменяются гранитоидами внутренней области, а те – базит-ультрабазитовыми породами подошвы. То есть плутоны в целом представляют горизонтально расслоенные габбро-гранитные тела, в которых гранитоиды заключены в превалирующих габброидах как желток в курином белке.

Границы между всеми разновидностями пород конформные, последовательность строго гомодромная центробежная. Верхняя граница гранитоидов изобилует апофизами лейкогранитов, подтверждая давно установленное явление инъекций кислого расплава из остаточных очагов внутренней области плутона. Нижняя граница гранитов ровная, плавноволнистая без крутых подводящих каналов, которые могли бы говорить о внедрении их из глубинных очагов, как принято считать. Более того, ниже 10-12 км плотность не опускается ниже 2,8-2,9 г/см³ и, стало быть, гранитоидных пород под плутонами нет вообще.

Таким образом, бескорневые гранитоидные тела внутри батолитов образовались не путем внедрения автономной кислой магмы, а являются автохтонными низкотемпературными продуктами внутрикамерной дифференциации базальтоидной магмы, равно как и риодациты в периферическом вулканическом очаге. Никакого противоречия в генезисе кислых вулканических и плутонических пород нет: те и другие – продукты дифференциации исходной базальтовой магмы.

Объмные отношения между гранитоидами и габброидами по модельным построениям по всем изученным плутонам полностью соответствуют пропорции риодациты: базальты, а именно, 10-15:90-85. То есть отпадает главный аргумент в обосновании автономной гранитной магмы и палингенного способа ее образования. Первичной гранитной магмы нет вообще. Соответственно не должно быть самостоятельных гранитоидных комплексов, которых в серийных легендах, картах и Петрографическом кодексе из-за повсеместного огульного бездумного комплексотворчества не счесть. Как следствие, необходимо изменить парадигму региональных петрологических исследований, провести ревизию серийных легенд, геологических карт, металлогенических и прогнозно-поисковых критериев и рекомендаций. Необходимо перейти от примитивного породного литолого-петрографического картирования мелких мало-монопородных (в том числе экзотических) подразделений, порожденных комплексотворчеством, к выделению крупных действительно региональных (и провинциальных) сложных, генетически связанных ассоциаций, которые в полной мере должны соответствовать масштабным тектоно-магматическим активизациям земных недр.

Пришла пора отказаться от автономного происхождения гранитоидов, к чему мы так привыкли, отказаться от первичной гранитной магмы, которая внедряется по желанию авторов куда угодно и когда угодно, в том числе "фаза в фазу" и "комплекс в комплекс". При этом не обращается внимания на противоречия с классическими физико-механическими законами, по которым молодой гранитный расплав может внедриться в консолидированный плутон только по разломам в контактах в форме трещинных интрузий. Изометричные конформные тела во внутренней области таким путем образоваться не могут. Они естественно возникают в результате последовательного смещения фронта кристаллизации от контакта внутрь плутона с одновременным снижением основности до котектики. Другими словами, есть только одна первичная магма – магма базальтовая, и один уровень магмогенерации – пластичная мантия. Гранитоиды не представляют самостоятельного явления, самостоятельного процесса. Они являются поздними дифференциатами базальтовой магмы, а лейкограниты – изолированными конечными остаточными расплавами. Остаточная природа лейкогранитов обусловливает многократную концентрацию в их малом объеме летучих и рудных компонентов, некогда рассеянных в исходной магме, благодаря чему такие очаги закономерно становятся источником рудно-магматических систем, рудного вещества и энергии рудообразования.

ЭВОЛЮЦИЯ БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА КАЛБА-НАРЫМСКОЙ ЗОНЫ АЛТАЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ (ВОСТОЧНОЙ КАЗАХСТАН)

Хромых С.В.^{1,2}, Гурова А.В.^{1,2}, Изох А.Э.^{1,2}, Вишневский А.В.^{1,2}, Котлер П.Д.¹

¹Новосибирский государственный университет

² Институт геологии и минералогии Сибирского отделения РАН, Новосибирск

The first results of investigation of mafic-ultramafic complexes in Kalba-Narym zone of Hercynian Altai collision system are presented. This system was formed in Late Paleozoic as a result of interaction between Siberian and Kazakhstan paleocontinents. Despite wide prevalence of granitoids in this zone the mafic complexes are of particular interest for determine the role of the mantle in collision processes.

Manifestations of mafic magmatism in Kalba-Narym and conjugate Shar zone may be divided to several stages: 1) early- and syn-collision – massifs of gabbro that was formed before than huge volume of granitoids; 2) late-collision, synchronous with granitoids and with activity of Tarim mantle plume – massifs of gabbro and picrites; 3) post-orogenic (intraplate) with change of directions of main tectonic movements – dike belts. Among early mafic rocks there are divided two groups: 1) low-alkaline Ol-Px-Pl gabbro of low-K tholeiitic series and 2) subalkaline Amph-Bt gabbro of moderately-K calc-alkaline series. The first rocks have high magnesia (Mg# = 69 %), low contents of TiO₂ (~0.5 %), K₂O (~0.15 %), P₂O₅ (0.04 %) and REE (sum ~ 20 ppm). The second rocks have reduced magnesia (Mg# = 55 %), elevated contents of TiO₂ (~1.2 %), K₂O (~0.7 %) and REE (sum ~75 ppm). Mafic-ultramafic rocks that synchronous to granitoids of Kalba-Narym batholith belong to high-K calc-alkaline series, have low magnesia (Mg# ~ 46%), high contents of TiO₂ (~ 1.5%), K₂O (~ 1.3 %), P₂O₅ (~ 0.5 %) and REE (sum ~182 ppm). Mafic rocks of post-orogenic dike belts also belong to high-K calc-alkaline series, have low magnesia (Mg# ~39 %), high contents of TiO₂ (~ 1.6 %), K₂O (~ 1.7 %), P₂O₅ (~ 0.6 %) and REE (sum ~195 ppm). The age of gabbro and picrites in Shar zone and the age of mafic dike belts are in interval 290-267 Ma (Early Permian) that correspond to huge magmatic activity in western part of Central Asian Orogenic belt. In Early Permian there are many different magmatic complexes (granitoids, gabbro, trap basalts etc.) occurred as a result of activity of Tarim Large Igneous Province.

Manifestation of mafic magmatism in collision environment prove the active role of endogenous processes in sub-lithospheric mantle. This activity may be explaining by emergence of asthenospheric windows – the intrusion of mantle diapirs as a result of lithospheric break under transform slip of lithospheric plates and breakaway of slab. At the post-orogenic stage the extension processes led to rheological weakening of the lithosphere and make possible to intrusion of deep mantle magmas into lithospheric mantle and lower crust. The enriched composition of the that mantle magmas allow to assume about their more primitive, deep source, associated with the activity of the Tarim mantle plume.

Многочисленные исследования магматических комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса, проведенные в последние десятилетия, позволили установить, что базит-ультрабазитовый магматизм проявляется в разных формах в аккреционно-коллизионных системах и на разных стадиях их развития. Проблемы соотношения различных мантийных источников в эволюции аккреционно-коллизионных орогенов, механизмы взаимодействия мантийных расплавов с литосферой на разных стадиях их развития сейчас широко обсуждаются, но до сих пор окончательно не решены. Для установления закономерностей эволюции мантийного магматизма актуальным является получение конкретных данных о геологической позиции, возрасте, составе источника и условиях формирования магматических комплексов мантийного генезиса в пределах аккреционно-коллизионных складчатых систем.

Одним из удачных полигонов, где возможно решение этой проблемы, является Алтайская коллизионно-сдвиговая система герцинид, сформированная в позднем палеозое (карбон – пермь) при столкновении Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов и закрытии Обь-Зайсанского палеобассейна – фрагмента западной части Палеоазиатского океана (Владимиров и др., 2003, 2008; Буслов и др., 2011; Добрецов и др., 2013). Закрытие палеоокеанического бассейна началось не раньше раннего карбона, а формирование орогенного сооружения – в конце раннего – среднем карбоне (330-310 млн лет назад). Об этом свидетельствуют континентальные молассовые отложения этого возраста с базальными конгломератами, проявленные в вулканогенно-осадочных мульдах (Щерба и др., 1998). В составе Алтайской коллизионно-сдвиговой системы выделены (рис. 1): Жарма-Саурская на юго-западе и Рудно-Алтайская на северо-востоке структурно-формационные зоны окраинно-континентальной природы; Чарская зона палеоокеанической природы и Калба-Нарымская окраинно-морская зона. Последняя представляет собой фрагмент палеобассейна, заложенного в девоне на океаническом основании на активной окраине Сибирского континента (Ротараш и др., 1982; Ермолов, 2013). Процессы коллизионного взаимодействия привели к деформации наполняющих бассейн осадочных толщ и образованию изоклинальных складок северо-западного простирания. Нижняя часть разреза Калба-Нарымской зоны представлена породами амфиболитовой и гранулитовой фаций, выходящих в виде тектонических пластин и линз в пределах Иртышской сдвиговой зоны, ограничивающей Калба-Нарымскую зону с северо-востока; верхи разреза - слабометаморфизованные отложения среднего девона-раннего карбона.

Главной отличительной чертой Калба-Нарымской зоны является широкое развитие гранитоидов, формирующих один из крупнейших в СНГ Калба-Нарымский батолит. Формирование батолита традиционно связывалось с поздней орогенной стадией развития коллизионной системы (Лопатников и др., 1982; Щерба и др., 1998) и оценивалось в 50-60 млн. лет (P_1 - T_1), однако в последние годы получены новые петрологические и геохронологические данные, ограничивающие время формирования батолита в 20-25 млн. лет (305 - 280 млн., P_1), и сделаны предположения о связи масштабного гранитообразования с активностью Таримского мантийного плюма (Ярмолюк и др., 2013; Котлер и др., 2015; Хромых и др., 2016).

Базитовый магматизм, синхронный формированию крупного объема гранитоидных магм, был проявлен только в сопряженной Чарской структурно-формационной зоне (см. рис. 1) в виде ареалов субщелочных габброидов с возрастом 293 млн. лет (аргимбайский комплекс) и субщелочных пикродолеритов с возрастом 280 млн. лет (максутский комплекс), а также в составе габбро-гранитных интрузий с возрастом 289-284 млн. лет (массивы Преображенский, Тастау).

На современном эрозионном срезе Калба-Нарымской зоны базитовый магматизм менее выражен. Тем не менее, данные детального геологического картирования (Марьин и др.. 1966; Лопатников и др., 1982; Щерба и др., 1998; Навозов и др., 2011) позволяют выделить несколько базитовых комплексов, представленных немногочисленными массивами, протянувшимися по всей зоне. Проявления габброидов прииртышского комплекса известны в центральной и южной частях Калба-Нарымского батолита, где они прорваны гранитоидами, и присутствуют в них в виде ороговикованных останцов. Постгранитным базитовым комплексом являются дайки северо-восточного простирания, формирующие несколько роев в Калба-Нарымской зоне. Эти дайковые рои отнесены к миролюбовскому комплексу (Лопатников и др., 1982; Щерба и др., 1998), а его формирование связывается с активизацией субширотных сдвиговых разломов на посторогенной стадии развития коллизионной системы (Буслов и др., 2003). Таким образом, базитовый магматизм в Калба-Нарымской и сопряженной Чарской зонах Алтайской коллизионной системы отвечает нескольким стадиям: 1) ранне- и син-коллизионной - массивы габброидов, образование которых предшествовало образованию гранитоидного батолита; 2) позднеколлизионной, синхронной батолитообразованию и совпавшей по времени с активностью Таримского плюма; 3) посторогенной (внутриплитной) со сменой направления главных тектонических движений – дайковый комплекс.

Массивы габброидов прииртышского комплекса (первой стадии) известны в северо-западной и юго-восточной частях Калба-Нарымской зоны, слагают цепочки небольших массивов северо-западного простирания. Их возраст традиционно оценивался как раннекарбоновый (визе) и сопряженный с субдукционными процессами (Марьин и др., 1966). Проведенные нами исследований позволили уточнить возраст габброидов и предложить новую геодинамическую интерпретацию их проявления. Наиболее крупным массивом является Суровско-Таловский, расположенный вблизи г. Усть-Каменогорск и занимающий площадь около 150 км². Породы массива прорывают алевролиты и песчаники (D₂-C₁). В центральной части массива наблюдается провис кровли, занятый гнейсами и гнейсо-гранитами (Чечекская структура), под воздействием габброидов испытавших метаморфизм в условиях амфиболитовой фации (Савинский и др., 2015). Массив имеет дифференцированное строение, в его составе выделены четыре группы пород. Породы первой группы слагают основной объем массива и представлены перидотит-троктолит-габбровой серией, типоморфным минералом для которой является оливин. Их составы заметно варьируют по содержанию MgO, CaO, Al₂O₃ и образуют единый тренд. Породы второй группы слагают значительный объем на востоке массива, и представлены без-оливиновыми габбро. Их составы в целом схожи с породами первой группы, однако отличаются меньшим содержанием MgO и CaO и большим - FeO и TiO, Габброиды первых двух групп обоих массивов характеризуются субгоризонтальными спектрами распределения редкоземельных элементов с выраженным европиевым максимумом. Третья группа пород, проявленных преимущественно в эндоконтактовых частях массива, представлена биотит-амфиболовыми габброноритами. В них наблюдаются пониженные содержания MgO и CaO, повышенные содержания SiO₂ и щелочей, а также FeO, TiO₂ и Р₂О₅. Они отличаются также повышенными содержаниями редкоземельных и редких элементов, в т.ч. Rb, Ba, Th, U, K; отсутствием минимума в содержаниях Та и Nb, небольшим максимумом в содержаниях Zr. Породы четвёртой группы проявлены в небольшом количестве в восточном эндоконтакте массива и представлены биотит-оливиновыми габбро и габброноритами. Они заметно выделяются по составу, обнаруживая повышенные содержания MgO (до 20 мас. %), а также FeO, TiO₂, K₂O и P₂O₅, содержания кальция относительно пород главной фазы массива понижено. Данные по вещественному составу свидетельствуют, что основной объем массива сложен породами толеитовой серии, разнообразие составов которых определялось фракционированием плагиоклаза и оливина. В эндоконтактовых зонах проявлены породы, сформированные при кристаллизации иной базитовой магмы, отличающейся повышенной магнезиальностью, и при этом - обогащенной несовместимыми элементами (K₂O, P₂O₅, Rb, Ba, Zr, редкие земли).

Таким образом, среди ранних базитов, предшествовавших гранитоидному магматизму можно выделить две группы: 1) низкощелочные оливин-пироксен-плагиоклазовые габброиды, соответствующие породам низкокалиевой толеитовой серии и 2) субщелочные амфибол-биотитовые габбронориты, соответствующие умеренно-К известково-щелочной серии. Первые характеризуются высокой магнезиальностью (Mg# = 100·[MgO/(MgO+FeO*)] в среднем 69 % по 28 анализам), пониженными содержаниями титана (TiO, в среднем 0.5 мас.%), калия (K₂O в среднем 0.17 мас.%), фосфора (P₂O₅ в среднем 0.04 мас.%), редкоземельных элементов (сумма РЗЭ в среднем 20 г/т по 13 анализам). Для габброидов второго типа характерны пониженная магнезиальность (Mg# в среднем 55 % по 9 анализам), повышенное содержание титана (TiO, в среднем 1.2 мас.%), калия (K₂O в среднем 0.7 мас.%) и редких земель (сумма РЗЭ в среднем 75 г/т по 5 анализам) при близких концентрациях фосфора (Р₂O₅ в среднем 0.14 мас.%).

Базит-ультрабазитовые комплексы, синхронные формирования Калба-Нарымского батолита, проявлены в сопряженной Чарской зоне в виде нескольких ареалов, сложенных небольшими интрузиями. Проведенное ранее их изучение (Хромых и др., 2013), позволило установить, что они принадлежат к высоко-калиевой известково-щелочной серии, имеют низкую магнезиальность (Mg# в среднем 46 % по 86 анализам), высокие содержания титана (TiO₂ в среднем 1.5 мас.%), калия (K_2O в среднем 1.3 мас.%), фосфора (P_2O_5 в среднем 0.5 мас.%) и редких земель (сумма РЗЭ в среднем 182 г/т по 17 анализам).

Постбатолитовые дайки северо-восточного простирания, являются наиболее поздними магматическим образованиями в Калба-Нармыской зоне. Они объединены в миролюбовский комплекс (Лопатников и др., 1982; Щерба и др., 1998), образуют несколько поясов до 20-30 км и шириной до 2-4 км. В состав комплекса включены проявленные в гомодромной последовательности оливиновые и безоливиновые долериты, лампрофиры, диориты, кварцевые диориты и гранитоиды. Вопросы возраста и объема миролюбовского комплекса в силу отсутствия детальных исследований пока остаются дискуссионными, однако не вызывает сомнения, что это наиболее поздние магматические образования в пределах Калба-Нарымской зоны и что существенную долю объема комплекса занимают породы мантийного генезиса (долериты и лампрофиры). По составу базитовые породы миролюбовского комплекса близки к породам аргимбайского и максутского комплексов. Они также принадлежат к высоко-калиевой известково-щелочной серии, имеют низкую магнезиальность (Mg# от 38 до 40 %), высокие содержания титана (TiO₂ от 0,9 до 2.2 мас.%), калия (K₂O от 1.1 до 2.3 мас.%), фосфора (P₂O₅ от 0.5 до 0.75 мас.%) и редких земель (сумма РЗЭ от 171 до 219 г/т).

Возраст базит-ультрабазитового магматизма традиционно оценивался геологическими методами. Было принято считать, что предшествующие батолитообразованию габброиды имеют раннекаменноугольный возраст и сопряжены с субдукционными процессами (Марьин и др., 1966, Лопатников и др., 1982). Интрузии Чарской зоны считались средне-позднекаменноугольными и связывались с процессами орогении в регионе (Ермолов и др., 1983). Дайковые рои миролюбовского комплекса традиционно оценивались триасовым возрастом и связывались с внутриплитной эндогенной активностью (Лопатников и др., 1982; Щерба и др., 1998). Полученные нами геохронологические данные позволяют пересмотреть традиционные представления и по новому взглянуть на эволюцию базитового магматизма.

Возраст формирования габброидов прииртышского комплекса оценен Ar-Ar и U-Pb датированием. Для гранитогнейсов Чечекской структуры по метаморфическому биотиту получен Ar-Ar возраст в 312±3 млн. лет, что (Савинский и др., 2015), что позволяет оценить возраст формирования основного объема Суровско-Таловского габброидного массива. Возраст формирования пород в эндоконтактовых частях массива определен нами напрямую путем изотопного датирования акцессорных магматических цирконов (LA-SF-ICP-MS-датирование на спектрометре Finnigan Element, ГИН СО РАН СО РАН, г. Улан-Удэ, аналитики В.Б. Хубанов, М.Д. Буянтуев). Для амфиболовых габброноритов третьей группы по 36 экспериментальным точкам получено значение возраста в 313±1 млн. лет. Для биотит-оливиновых габброноритов четвертой группы по 18 экспериментальным точкам получено значение возраста в 312±2 млн. лет. Таким образом, возраст всех пород Суровско-Таловского массива сихронен. Полученные данные позволяют предположить, что формирование Суровско-Таловского массива происходило в результате единого эндогенного события. Различный состав первичных магм может быть обусловлен процессами глубинной дифференциации, либо, что более вероятно, различной степенью плавления мантийного источника. В других частях Калба-Нарымской зоны проявлены иные мелкие массивы габброидов, вещественный и минеральный состав которых аналогичен породам, представленным в Суровско-Таловском массиве. Геохронологические данные, полученные для амфибол-биотитовых габброноритов в юго-восточной части Калба-Нарымской зоны, позволяют оценить временной интервал проявления базитового магматизма в 317-312 млн. лет (средний – поздний карбон), что синхронно процессам колизионной орогении в регионе.



Рис. 1. Схема размещения магматических комплексов Алтайской коллизионной системы. Составлена на основе Геологической карты СССР м-ба 1:500000, серия Восточно-Казахстанская. 1 - серпентинитовый меланж и сопутствующие породы Чарского офиолитового пояса (C–O); 2 - осадочные и вулканогенные отложения (C–O–S) в Жарма-Саурской зоне; 3 - осадочные и вулканогенные отложения (C–O–S) в Жарма-Саурской зоне; 3 - осадочные и вулканогенные отложения средне-кислого состава в Жарма-Саурской зоне ($D_{1,2}$); 5 - вулканогенные отложения базальт-андезитового состава в Жарма-Саурской зоне (D_3); 6 - вулканогенные отложения в Калба-Нарымской зоне (кыставкурчумская свита D_2 gv); 7 - терригенные отложения в Калба-Нарымской зоне (D_1 , 9 - вулканогенные отложения C_1 ; 10 - молассовые отложения с базальтыми конгломератами C_2 ; 11 - вулканогенные отложения C_2 -P₁ в мульдах: базальт-андезитовые (a) и дацит-риолитовые (b); 12 - интрузии габброидов саурского комплекса (C_1 ?) в Жарма-Саурской зоне; 13 - интрузии габброидов прицртышского комплекса ($C_{2,3}$) в Калба-Нарымской зоне; 14 - интрузии габброидов и пикрито-идов аргимбайского и максутского комплексов (P_1); 15 - интрузии гранитоидов (C_1 –P₁) нерасчлененные; 16 - постбатолитовые дайки миролюбовского комплекса (P_1 ,); 17 - разломы; 18 - рыхлые отложения (N-Q).

Для интрузивных комплексов сопряженной Чарской структурно-формационной зоны с использованием SHRIMP-II установлен U-Pb изотопный возраст габброидов аргимбайского комплекса в 293±2 млн. лет (Хромых и др., 2013) и монцонитов из Преображенского габбро-монцонит-сиенит-гранитного массива в 284±5 млн. лет (Хромых и др., в печати). Для пикродолеритовых интрузий максутского комплекса в Чарской зоне по трем массивам ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом установлены совпадающие значения возраста в 280±3 млн. лет (Хромых и др., 2013). Возраст базитовых даек миролюбовского комплекса оценен пока по одной дайке амфибол-плагиоклазовых долеритов (спессартитов), секущей гранитоиды Монастырского массива. Датирование проводилось по акцессорным магматическим цирконам (LA-SF-ICP-MS-датирование на спектрометре Finnigan Element, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик Д.В. Семенова). По 32 экспериментальным точкам получено значение возраста в 267±1 млн. лет.

Возраст габброидов прииртышского комплекса, соответствующих первому проявлению базит-ультрабазитового магматизма в Калба-Нарымской зоне, отвечает позднему карбону (317 - 312 млн. лет) и совпадает с пиком орогенических процессов. Возраст же габброидов в Чарской зоне и дайковых роев миролюбовского комплекса соответствует ранней-средней перми (290 - 267 млн. лет), и совпадает с проявлением крупнейшей магматической активности в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса - в то время на обширной территории Северо-западного Китая, Монголии, Киргизии, Узбекистана и Казахстана были проявлены разнообразные магматические комплексы: гранитоиды, габброиды и пикритоиды, трапповые базальты (Chen et. al., 2010; Pirajno et. al., 2009; Li et. al., 2014 и другие), формирование которых отвечает Таримской крупной изверженной провинции (Добрецов и др., 2010; Xu et. al., 2014; Ernst, 2014). Таким образом, общая продолжительность ультрабазит-базитового магматизма на изученной территории составила 40 млн. лет (поздний карбон - средняя пермь).

Проявления базитового магматизма в коллизионной обстановке, предшествующего массовому гранитообразованию, свидетельствует об активной роли эндогенных процессов, происходивших в подлитосферной мантии. Активизация мантии в данном случае может быть объяснена появлением астеносферных окон - проникновением мантийных диапиров в подошву литосферы в результате ее разрывов, обусловленных трансформным скольжением коллидирующих плит и отрывом субдуцированной океанической плиты (слэба) (Мартынов, Ханчук, 2013). При этом астеносферные расплавы, более высокотемпературные и обогащенные относительно подлитосферной мантии некогерентными элементами, вызвали плавление мантийных субстратов и формирование «вторичных» габброидных магм с «надсубдукционными» характеристиками. Совмещение двух типов первичных магм в очагах привело к формированию сложно построенных многофазных интрузивов.

На посторогенной стадии процессы растяжения способствовали реологическому ослаблению литосферы и делали возможным проникновение глубинных расплавов в подлитосферную мантию. Обогащенный характер этих мантийных расплавов позволяет предполагать о их более примитивном, глубинном источнике, появление которого могло быть инициировано активностью Таримского мантийного плюма (Добрецов и др., 2010; Ernst, 2014).

Работа выполнена в рамках реализации проектов Министерства образования и науки РФ (проект № 5.1688.2017/ ПЧ, проект № 14.Y26.31.0018) и программы фундаментальных исследований ИГМ СО РАН (базовый проект № 0330-2016-0003), при финансовой поддержке РФФИ (грант № 17-05-00825).

Список литературы

- Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., Де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1-2. с. 49–75.
- Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. с. 66–90.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н. Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. т. 44. № 12. с. 1321–1338.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 2008. т. 49. № 7. с. 621–636.
- Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. с. 1159–1187.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Де Граве Й., Скляров Е.В. Взаимосвязь магматических, осадочных и аккреционно-коллизионных процессов на Сибирской платформе и ее складчатом обрамлении // Геология и геофизика. 2010. Т. 54. № 10. с. 1451–1471.
- Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузебный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука. 1983. 207 с.
- Ермолов П.В. Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана. Караганда. Издательско-полиграфический центр Казахстанско-Российского университета. 2013. 206 с.
- Котлер П.Д., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Навозов О.В., Травин А.В., Караваева Г.С., Крук Н.Н., Мурзинцев Н.Г. Новые данные о возрасте и геодинамическая интерпретация гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // Доклады Академии наук. 2015. т. 462. № 5. с. 572-577.
- Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В., Пономарева А.П., Степанов А.С. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М.: Наука, 1982. 248 с.
- Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. т. 21. № 1. с. 94-108.
- Марьин А.М., Назаров Г.В., Ткаченко Г.Г., Шуликов Е.С. Геологическое положение и возраст габброидных интрузий Иртышской зоны смятия. // Магматизм, геохимия и металлогения Рудного Алтая. Алма-Ата, «Наука». 1966. с. 32-45.
- Навозов О.В., Соляник В.П., Клепиков Н.А., Караваева Г.С. Нерешенные вопросы пространственной и генети-

ческой связи некоторых видов полезных ископаемых с интрузиями Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зон Большого Алтая // Геология и охрана недр. Алматы. «КазГео». 2011. № 4. с. 66–72.

- Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. с. 44-59.
- Савинский И.А., Владимиров В.Г., Сухоруков В.П. Чечекская гранитогнейсовая структура (Иртышская зона смятия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2015. № 1. с. 15-22.
- 16. Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Навозов О.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Анциферова Т.Н., Караваева Г.С. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2016. т. 57. № 5. с. 983-1004.
- Хромых С.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Котлер П.Д., Соколова Е.Н. Мантийно-коровое взаимодействие в петрогенезисе габбро-гранитоидной ассоциации Преображенского интрузива, Восточный Казахстан // Петрология. 2018. в печати.
- Щерба Г.Н., Беспаев Х.А., Дьячков Б.А., Мысник А.М., Ганженко Г.Д., Сапаргалиев Е.М. Большой Алтай (геология и металлогения). Алматы: Гылым. 1998. 395 с.

- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский-раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013. т. 21. № 2. с. 115-142
- Chen J.F., Han B.F., Ji J.Q., Zhang L., Xu Zh. He G.Q., Wang T. Zircon U-Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, North Xinjiang, China // Lithos. 2010. v. 115. p. 137–152.
- 21. Ernst R.E. Large Igneous Provinces. 2014. Cambridge University Press. 653 p.
- 22. Li, YQ; Li, ZL; Yu, X; Langmuir, CH; Santosh, M; Yang, SF; Chen, HL; Tang, ZL; Song, BA; Zou, SY. Origin of the Early Permian zircons in Keping basalts and magma evolution of the Tarim Large Igneous Province (northwestern China) // Lithos. 2014. v. 204. p. 47-58.
- Pirajno F., Ernst R.E., Borisenko A.S., Fedoseev G.S., Naumov E.A. Intraplate magmatism in Central Asia and China and associated metallogeny // Ore geology reviews. 2009. v. 35. iss. 2. p. 114–136.
- Xu, YG; Wei, X; Luo, ZY; Liu, HQ; Cao, J. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: Main characteristics and a plume incubation model // Lithos. 2014. v. 204. p. 20–35.

ЭВОЛЮЦИЯ НИЗКО-ТІ ЛАМПРОИТОВОЙ СЕРИИ РЯБИНОВОГО МАССИВА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ) И СВЯЗАННАЯ С НЕЙ КАРБОНАТИТ-ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Чайка И.Ф.^{1,2}, Изох А.Э.^{1,2}, акад. РАН Соболев А.В.^{3,4}, Батанова В.Г.^{3,4}, Лобастов Б.М⁵.

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН

² Новосибирский национальный исследовательский государственный Университет

³ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского (ГЕОХИ РАН)

⁴ University Grenoble Alpes, ISTerre, CNRS, IRD, IFSTTAR, F-38000 Grenoble, France

⁵ R&D центр компании «Норникель», Сибирский федеральный университет

EVOLUTION OF LOW-TI LAMPROITE ROCK SERIES FROM RYABINOVIY MASSIF (ALDAN SHIELD, RUSSIA) AND CONNECTED CARBONATITE-HYDROTHERMAL MINERALIZATION

Chayka I.F.^{1,2}, Izokh A.E.^{1,2}, acad. RAS Sobolev A.V.^{3,4}, Batanova V.G.^{3,4}, Lobastov B.M⁵.

Lamproites is a specific group of rocks, that are characterized by high-magnesium high-potassic composition and are generally enriched in volatiles and incompatible elements. Low-titanium lamproites occur in Mediterranean, Northern Vietnam and Eastern Siberia (Aldan Shield). We studied a Mezosoic occurrence of lamproites of Aldan Shield, a dyke complex, which is situated within Ryabinoviy massif. In this location subvolcanic bodies of different composition from olivine lamproites to syenite-porphyry outcrop on a small area. The previous studies (Rokosova, Panina, 2013; Chayka, Vasyukova, 2017) showed that these rocks are geochemically identical to the previous magmatic stage of the massif, which led to Au-ore formation, and revealed complicated silicate-carbonate-salt immiscibility processes during magma evolution. During the research we studied structural relationships of the intrusive bodies, petrography and mineral composition of the rocks, chemistry of rocks and rock-forming minerals (olivine, Cr-spinel, phlogopite, clinopyroxene). Because of previously found immiscibility processes, a special attention was paid to non-silicate assemblages such as carbonate, silicate-carbonate, fluorite-carbonate globules and REE-apatite-fluorite gangue found in several dykes.

The results show that evolution of low-Ti lamproite magma can produce a wide range of rocks from olivine lamproites to syenites. Rock chemistry and chemistry of rock-forming minerals of the studied series reveal a close similarity of these rocks with low-Ti Mediterranean lamproites and lamproites (cocites) from Fan Si Pan uplift (Northern Vietnam) and, controversially, distinguish them with "typical" high-Ti olivine lamproites (Smoky Butte, Gaussberg, Aillik) (Prelević et al., 2013; Hoa et al., 1997; Foley, Jenner, 2004; Mitchell et al., 1987; Tappe et al., 2007). In agreement with results of previous studies of other Mesozoic Aldan lamproites (Davies et al., 2006), geochemical and mineralogical data reveal a lithospheric heterogeneous mantle source for these rocks, which probably consisted of at least two assemblages: strongly-depleted SCLM peridotite and domains, metasomatically enriched during ancient subduction processes. Detailed studies of non-silicate assemblages (see more in Chayka, Izokh, 2017) allowed to conclude that they were formed due to immiscibility processes, previously described in inclusions in clinopyroxene (Rokosova, Panina, 2013). Some evolution features of the carbonatite component, which was separated at the stage of crystallization of phlogopite and diopside, and then divided into carbonate and salt immiscible fractions, were described. During these processes REE, U and Th migrated into fluoride-salt fraction and then formed a multi-stage hydrothermal mineralization in apatite-fluorite gangue assemblage with REE minerals (burbankite, bastnasite), which are typomorphic for carbonatite-derived fluids (Buhn et al., 1999; Belovitskaya, Pekov, 2004; Williams-Jones, Wood, 1992).

Введение

Лампроиты - это сообщество высококалиевых, высокомагнезиальных богатых летучими компонентами преимущественно гипабиссальных пород со значительными вариациями химического состава. Как правило, эти породы характеризуются высоким содержанием ТіО, (более 2%), что проявляется в минеральном составе наличием таких специфических фаз, как прайдерит, перовскит и др. Особняком от «классических» лампроитов стоят низкотитанистые лампроиты. Их типичные разновидности распространены в Средиземноморском поясе от Испании до Турции, а также на поднятии Фансипан (Северный Вьетнам) (Prelević et al., 2008; Hoa et al., 1997). Подобные лампроиты и лампроитоподобные породы мезозойского возраста описаны в центральной и западной частях Алданского щита, где они пространственно и генетически связаны с интрузивными массивами, многие из которых являются месторождениями золота, урана, молибдена (Владыкин, 1997; Максимов и др., 2010; Панина, 1997; Шарыгин, 1993). Эта генетическая связь обуславливает интерес к данным породам с точки зрения реконструкции источников и геодинамической обстановки формирования магматических провинций Центрального Алдана.

Золоторудный Рябиновый массив расположен в центральной части Центрально-Алданской магматической системы (рис. 1) и является многоэтапной интрузивной структурой. Несмотря на то, что гипабиссальные тела изучаемых пород являются секущими по отношению к сиенитам и золоторудным метасоматитам «главного» этапа, между этими магматическими импульсами нет значительного возрастного интервала, а сравнение минералогии и геохимии пород этих этапов выявили их идентичность (Чайка, Васюкова, 2017). Интерес к изучаемому объекту подкрепляется тем, что исследования Е.Ю.Рокосовой и Л.И.Паниной обнаружили в лампроитовых породах Рябинового массива сложные процессы несмесимости, результатом которых является отделение карбонатитовой составляющей, которая в дальнейшем распадается на более химически-специализированные солевые фракции (Rokosova, Panina, 2013), а А.В.Кочетковым в керне были описаны Nb-содержащие карбонатиты. Кроме этого, серия лампроитовых пород, вскрытая на массиве Рябиновый в ходе добычи золота на уч. Мусковитовый, является уникальным случаем, когда представлена полная последовательность дифференциатов лампроитовой магмы - от оливиновых лампроитов до сиенит-порфиров, а также

проявлены связанные с ней несиликатные, в том числе гидротермальные ассоциации.

Изученная серия образует субвулканический комплекс. В него входит диатрема, сложенная брекчией с обломками сиенитов и метасоматитов предыдущего импульса и лампроитовым цементом, измененные апофизы этой диатремы, а также многочисленные дайки минетт и сиенит-порфиров, секущие диатрему и апофизы. В диатреме выделяются оливин-содержащие и безоливиновые фации, между которыми не прослеживается четких границ и зон закалки. На основании структурных взаимоотношений установлена гомодромная последовательность внедрения пород изучаемой серии.

Петрографическая и геохимическая характеристика

Петрографические исследования пород серии указывают на практически непрерывное изменение их минерального состава. Породообразующие минералы – оливин, диопсид, флогопит, калинатровый полевой шпат и в отдельных случаях кальцит. Акцессорные и второстепенные – хромшпинель, апатит, сфен, псевдолейцит, кальцит. Исходя из структурных взаимоотношений, выстраивается следующая последовательность кристаллизации минералов: 1) оливин; 2) оливин+хромшпинель 2) оливин+хромшпинель+флогопит 3) флогопит+клинопироксен+лейцит+апатит 4) флогопит+ калинатровый полевой шпат 5) калинатровый полевой шпат 6) кальцит. На поздних этапах происходит серпентинизация оливина, изменение лейцита с образованием калишпата и анальцима, распад калинатрового полевого шпата на альбит и калишпат.

По валовому химическому составу оливиновые и диопсид-флогопитовые лампроиты, наиболее примитивные породы изученной серии, являются основными, высококалиевыми, с содержанием MgO до 15%. По петрохимической классификации (Foley et al., 1987) эти породы относятся к лампроитам, их составы близки к лампроитам поднятия Фансипан (Северный Вьетнам) и попадают в поле лампроитов Средиземноморского пояса (лампроиты «испанского типа»). От других проявлений лампроитов в пределах центральной части Алданского щита они отличаются меньшим содержанием MgO и большим содержанием SiO₂ и Al₂O₃ (рис. 2А). Минетты и сиенит-порфиры образуют тренд с закономерным непрерывным снижением содержания MgO и СаО, увеличением кислотности и снижением К/А1 отношения. Такие особенности эволюции являются отражением фракционирования диопсида, флогопита и накопления салических компонентов, что подтверждается петрографическими данными. При этом, хотя и не наблюдается единого тренда выхода составов из области лампроитов, накопление Al₂O₂ приводит к сдвигу составов минетт и сиенит-порфиров в область пород Roman-type (по Foley et al., 1984) (рис. 2А). Сильный рост Al₂O₂ в ходе эволюции магмы для лампроитов Алдана был описан в расплавных включениях и, кроме того, является особенностью лампроитовых серий Средиземноморья (Панина, 1993).

Спектр нормированных к примитивной мантии примесных литофильных элементов лампроитов массива Рябиновый имеет обогащенный характер с выраженными минимумами по содержаниям Ta, Nb, Ti, Th (HFSE) и максимумами по концентрациям K, Sr (LILE), что может указывать на участие рециклированного корового материала в мантийном источнике расплава. Описанные особенности также характерны для лампроитов Средиземноморья и поднятия Фансипан (Северный Вьетнам). Среди изученных лампроитов Алдана данные породы являются одними из наиболее обогащенных несовместимыми элементами (рис.2Б) (Davies et al., 2006; Hoa et al., 1997; Prelević et al., 2013).

Химический состав минералов

Для гипабиссальных пород эволюция состава породообразующих минералов является важной информацией с точки зрения магматической эволюции, так как в условиях быстрой кристаллизации и остывания в приповерхностных условиях сохраняется их химическая зональность. Кроме того, особенности химического состава минералов являются критерием сравнения изучаемых пород с породами других проявлений подобного типа.

Оливин из лампроитов Рябинового массива характеризуется высокой магнезиальностью (Mg# 80-95), высоким содержанием NiO (0,1-0,55 %), сравнительно низкими содержаниями Ti и Al (до 60 и 150 г/т соответственно). Особенностью изученных вкрапленников оливина является ступенчатая зональность по содержанию Ni, ритмичная зональность по содержанию P и Al (рис. 3), обнаружены высоко-Ni, слабо зональные ядра (рис. 3A). Также обнаружены резорбированные ядра, отвечающие по составу оливину обедненных перидотитов (рис. 3Б, 4A).

По составу и эволюционным трендам оливин изученных пород соответствует оливину из низкотитанистых лампроитов Средиземноморья и поднятия Фансипан (Северный Вьетнам) и отличается от оливинов из высокотитанистых лампроитов проявлений Гауссберг (Антарктида), Смоуки Бьютт и Аиллик (Северная Америка) (Prelević et al., 2013; Hoa et al., 1997; Foley, Jenner, 2004; Mitchell et al., 1987; Тарре et al., 2007). По данным оливин-хромшпинелевой термометрии, оливин в изучаемой системе кристаллизовался при температурах от 1100 до 1250 °С (Coogan et al., 2014). Полученные температуры значительно ниже температур, определенных для оливинов того же Mg# из базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) и пород, связанных с мантийными плюмами (OIB и LIP) (рис. 4Г), указывают на литосферный источник исходного расплава и, по-видимому, исключают прямое воздействие мантийного плюма в плавлении субстрата (Соболев и др., 2009; Coogan et al., 2014; McKenzie et al., 2005). Равновесные составы шпинелидов и оливина указывают на участие обедненного перидотита в источнике (Prelević et al., 2008).

Клинопироксены в изученной серии пород являются породообразующими минералами для лампроитов, в минеттах они солержатся в полчиненном количестве. Лля клинопироксенов лампроитов характерен состав, отвечающий диопсиду, часто проявлена тонкая кайма с повышенной натровостью вплоть до эгирина. Для крупных вкрапленников характерна осцилляторная зональность с чередованием более и менее железистых зон, что свидетельствует о неоднократной смене условий среды кристаллизации: многокамерность, смешение расплавов. В минеттах обнаружены как диопсид, так и эгирин-авгит. Составы эгирин-авгита в краевой зоне вкрапленников в лампроитах и вкрапленников эгирин-авгита различны. В координатах Al-Ti составы пироксенов изученных пород образуют два различных тренда: характерный для диопсидов лампроитов Средиземноморского типа (Prelević et al., 2005) и тренд, характеризующий эгирин-авгиты.

Слюды изучаемых пород, согласно принятой классификации (Rieder et al., 1998) отвечают флогопиту-истониту, однако, мы далее будем называть их флогопитом, как принято для пород лампроитовой серии. Для фенокристов флогопита всех изученных пород характерна четкая зональность: ядра флогопита более магнезиальны (Mg# = 65-90), чем краевые зоны (Mg# = 50-70); Кроме того, краевые зоны содержат, как правило, больше TiO₂ (до 4,5 мас.%) и BaO (до 1,6 мас. %). Характерной чертой флогопита из лампроитов является падение содержания F с ростом железистости (от центра к краю соответственно), содержание Cl мало или отсутствует. Несмотря на повышенную глиноземистость слюд, в координатах TiO₂-Al₂O₃ составы слюд изученных пород главным образом находятся в полях составов, установленных для флогопитов низкотитанистых лампроитов Восточного Средиземноморья и поднятия Фансипан (Северный Вьетнам) (Prelević et al., 2005; Fritschle et al., 2013; Hoa et al., 2016).



Рис. 1. Геологическая карта-схема Центрально-Алданской магматической системы (по Максимову и др., 2010); 1 – граниты и гранитогнейсы Алданского щита, 2 – венд-кембрийские карбонатные отложения, 3 – мезозойские молассы, 4 – мезозойские калиево-щелочные интрузивные массивы (И – Инаглинский, Т – Томмотский, Ю – Юхтинский, Ы – Ыллымахский, Я – Якокутский, Д – Джекондинский, Р – Рябиновый), 5 – дайки, ба – главные взбросы и сбросы, бб – прочие разломы (кинематика не обозначена).



Рис.2. Положение составов на диаграммах Foley et al., 1984 (A) и редкоэлементная спайдер-диаграмма (Б) для лампроитов (1а), минетт и сиенит-порфиров (1б) Рябинового массива (составы нормированы к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989)). Вынесены поля составов лампроитов других проявлений Центрального Алдана (2) (Davies et al., 2006), лампроитов Северного Вьетнама (3) (Hoa et al., 1997), лампроитов Средиземоморского пояса (4) (Prelević et al., 2008). На диаграммах А поля: I – лампроитов, II – камафугитов, III – пород типа «Roman Type» (Foley et al., 1984).



Рис. 3. Ступенчатая зональность с высоко-Ni ядром (A) и резорбированным реститовым ядром (Б) во вкрапленниках оливина из лампроитов массива Рябиновый. Слева направо: карты содержания NiO (микрозондовое элементное картирование JEOL JXA-8320, ISTerre, г.Гренобль, Франция), профили содержания форстеритового минала (Fo), NiO и P_2O_5 . Направление профилей показано стрелками, реститовое ядро на рис. 3Б обведено пунктиром, точка его анализа на рисунке и состав на профилях обозначены полым маркером. Состав оливина определялся на электронном микрозонде JEOL JXA-8320, ISTerre, г.Гренобль, Франция по методике Batanova et al., 2015.



Рис. 4. А, Б, В – вариационные диаграммы состава оливина из лампроитов Рябинового массива в сравнении с низкотитанистыми (1) и «классическими» лампроитами (2) других проявлений (Prelević et al., 2013; Hoa et al., 1997; Foley, Jenner, 2004; Mitchell et al., 1987; Tappe et al., 2007), звездочкой (5) обозначен состав предположительно реститового ядра. Γ – данные "Alin-olivine" термометрии для лампроитов Рябинового массива в сравнении с данными для MORB (3) и OIB и LIP (4) (Coogan et al., 2014). Состав оливина определялся на электронном микрозонде JEOL JXA-8320, ISTerre, г.Гренобль, Франция по методике Batanova et al., 2015.



Рис.5. А – зональная карбонатная глобула с флюоритом (SEM BSE фотография); Б – фрагмент редкоземельно-апатит-флюоритовой жилы; В – бастнезит из редкоземельно-апатит-флюоритовой жилы (SEM BSE фотография); Г – включения бурбанкита в флюорите редкоземельно-апатит-флюоритовой жилы (SEM BSE фотография), на врезке видна неоднородность строения крупного включения; Д – спайдер-диаграммы для рассеянно-элементного состава флюорита жилы (Flu-1, Flu-2), флюорита глобулы (Flu-G), кальцита и доломита карбонатных глобул (Cal-1,2 и Dol-1,2 соотвественно), апатита из жилы (Ap-1, Ap-2, Ap-3, Ap-4) (LA-ICP-MS анализ ИНХ СО РАН, порядок элементов авторский, концентрации нормированы к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989)).

Характеристика карбонатно-солевой составляющей

Важной особенностью изученных пород является наличие в их матриксе силикатно-карбонатных микрообособлений, плотно окруженных лейстами флогопита. Включения подобного состава присутствуют в апатите и флогопите из лампроитов. Также обнаружены зональные карбонатные глобулы с флюоритом в одной из даек минетт и карбонат-апатит-флюоритовая жила с редкоземельной минерализацией в дайке сиенит-порфиров (рис. 5А, 5Б). В ходе предыдущих исследований было показано, что эти пространственно-разрозненные ассоциации, скорее всего, имеют общий генезис и связаны с процессами несмесимости, описанными ранее; сформулирована гипотеза о том, что на этапе кристаллизации флогопита и диописда происходит силикатно-карбонатная ликвация, в результате которой отделяются порции карбонатита, в разной степени обогащенного Р, F, Cl и S, который, в свою очередь, разделяется на преимущественно-карбонатную и солевые фракции различного состава (Rokosova, Panina, 2013; Чайка, Изох, 2017). В ходе этих процессов LREE, Y, U, Th, Ba и Sr концентрируются в фосфатно-фторидной фракции, где входят в состав апатита и образуют собственную минерализацию. Карбонатная фракция при этом обедняется большинством несовместимых литофильных элементов (рис.5Д).

Детальное изучение флюорит-карбонатных глобул и апатит-флюоритовой жилы показывает, что кристаллизация этих ассоциаций происходит на позднемагматическом и гидротермальном этапах. При формировании апатит-флюоритовой жилы одним из первых минералов кристаллизовался апатит, структурно приуроченный к зальбандам и обломкам вмещающей породы, затем флюорит с первой генерацией редкоземельных минералов, далее - карбонат. Кристаллизация жилы завершалась второй генерацией редкоземельных минералов, баритом, целестином и фосфатами железа, свинца и цинка. Редкоземельные элементы концентрируются главным образом в апатите (до 0,65 мас. % REE), минералах группы бурбанкита (первая генерация), бастнезите (вторая генерация). Бурбанкит (Na,Ca)₃(Sr,Ba,REE)₃(CO3)₅ встречается в виде многочисленных микроскопических (до 25 мкм) округлых включений в флюорите и вероятно является сингенетичным с ним (рис. 5Г). При этом в наиболее крупных включениях прослеживается сильная неоднородность его состава по содержанию REE, Ва и Sr (рис. 5Г, врезка). Предыдущими исследователями минералы группы бурбанкита описываются как типичные для карбонатитов и связанной с ними жильной минерализации, а также в качестве твердой фазы во включениях, связанных с карбонатитовыми флюидами (Buhn et al., 1999, Belovitskaya, Pekov, 2004). Бастнезит REECO₃F образует агрегаты призматических и игольчатых кристаллов в трещинах в флюорите, где ассоциирует с баритом, целестином, сложными фосфатами железа, свинца и цинка (рис. 5В). Он также является типоморфным минералом для карбонатитов, щелочных пород и жил, с ними связанных, образуется на сравнительно низкотемпературных стадиях и, как правило, ассоциирует с флюоритом (Williams-Jones, Wood, 1992). Кроме бурбанкита и бастнезита в значительно меньшем количестве в жиле и в непосредственной близости в экзоконтакте обнаружены пирохлор-(U) $(Ca,U,Na)_2(Nb,Ti)_2(O,OH)_6$ F, паризит Ca $(Ce,La,Nd)_2(CO_3)_3$ F $_2$ и монацит-(Ce) (Ce,La,Nd,Th)PO $_4$.

Общая модель эволюции изученной системы

Обобщая полученные данные и с учетом результатов предыдущих исследований, можно выстроить качественную модель эволюции расплава, ответственного за формирование пород лампроитовой серии Рябинового массива.

Как следует из состава реликтовых ядер оливина, оливин-хромшпинелевых пар и геохимии изученных пород, источник расплава для лампроитов массива Рябиновый был гетерогенный, включавший в себя экстремально обедненный перидотит субконтинентальной литосферной мантии и компонент, дающий характерное обогащение расплава крупноионными литофильными элементами (LILE) и обеднение высокозарядными элементами (HFSE). По аналогии с лампроитами Средиземноморья можно предполагать ключевую роль субдукции и рециклинга корового материала (Prelević et al., 2013) при формировании источника лампроитов массива Рябиновый, что согласуется с результатами исследования других проявлений лампроитов Алданского щита (Davies et al., 2006).

Расплав начал кристаллизоваться при температуре 1250-1300°С, кристаллизация оливина продолжалась до температуры 1100°С. На этапе кристаллизации клинопироксена и флогопита началось отделение карбонатитовой составляющей. В первичный карбонатитовый расплав мигрировали CO₂, F, P₂O₅, SO₄ Ca, Sr, LREE, U, Th. Затем первичный карбонатитовый расплав разделился на преимущественно-карбонатную и солевые фракции. Предыдущими исследователями (Rokosova, Panina, 2013) было предположено существование нескольких солевых фракций, однако нам удалось наблюдать только фосфатно-фторидную минерализацию. LREE, Ва, Sr, U, Th главным образом концентрировались, по-видимому, именно в этой фракции, в то время как минералы из карбонатной ассоциации обеднены практически всеми литофильными несовместимыми элементами (рис. 5Д). Образование минералов редких земель происходило на стадии кристаллизации флюорита (минералы группы бурбанкита) и на поздней, низкотемпературной стадии (бастнезит). Кроме этих минералов, важным концентратором REE, Th, U и Sr являлся апатит, наиболее ранний минерал в изученной жильной ассоциации.

После отделения карбонатитовой фракции силикатная система эволюционировала с общим падением содержания MgO, CaO и ростом концентрации SiO₂, Na₂O, Al₂O₃, TiO₂, BaO. Рост K₂O был выражен слабо по сравнению с Na₂O, что объясняется кристаллизацией большого количества флогопита на «средних» этапах эволюции магмы. Из наиболее фракционированных порций магмы формировались сиенит-порфиры, породы, в которых первой кристаллизующейся фазой был калишпат, а флогопит кристаллизовался в интерстициях. В этих крайних членах лампроитовой серии содержание MgO и CaO падало до 1% и меньше.

Заключение

В результате проведенных исследований на примере лампроитовых пород массива Рябиновый показано, что эволюция низко-титанистого лампроитового расплава может приводить к образованию широкого спектра пород, как по химизму, так и по минеральному составу. В частности, крайними членами в ряду дифференциации лампроитовой магмы могут являться сиениты. Сравнение геохимии и составов породообразующих минералов изученной серии с данными по другим лампроитам показало ее сильную схожесть с низко-титанистыми лампроитами Средиземноморского пояса и поднятия Фансипан (Северный Вьетнам) и, наоборот, существенное отличие от «классических», высоко-титанистых лампроитов. Удалось проследить некоторые черты эволюции карбонатитовой составляющей, отделившейся на сравнительно раннем этапе и затем разделившейся на карбонатную и солевые несмесимые фракции, показать концентрацию редкоземельных элементов, урана и тория в флюоритовой жильной минерализации, а также обнаружить в ней минералы редкоземельных элементов, характерные для жил, связанных с карбонатитами. Обоснован литосферный гетерогенный источник родоначального расплава для лампроитов Рябинового массива и ключевая роль древних субдукционных процессов в его формировании.

Авторы выражают благодарность Никифорову Е.А., Дорошкевич А.Г., Кузьмину Д.В., Даниловской В.А., Хмельниковой О.С., Князеву В.Н., Сапрыкину А.И., Медведеву Н.С., Векслеру И.В. Исследование выполнено за счет средств гранта Российского научного фонда (проект №15-17-20036). Аналитические исследования во Франции поддержаны грантом Labex OSUG@2020 (Investissements d'avenir – ANR10 LABX56).

Список литературы

- 1. Владыкин Н.В. Геохимия и генезис лампроитов Алданского щита // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 1, с. 123-135.
- Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М. Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология, 2010, т. 29, № 2 с. 3-26.
- Панина Л.И. Лампроитовые породы Алдана и генетические критерии лампроитового расплава // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (6), с. 82-90. 32.
- Панина Л.И. Низкотитанистые лампроиты Алдана (Сибирь): результаты изучения расплавных включений в минералах // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 1, с. 112-122.
- Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г., Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика, 2009, Т. 50, № 12, 1293-1334.
- Чайка И.Ф., Васюкова Е.А. Минералогия, геохимия и изотопия лампроитовых пород тобукского комплекса и их связь с Аи-рудоносным массивом Рябиновый (Центральный Алдан), Металлогения древних и современных океанов, 2017, № 23, с. 232-237.
- Чайка И.Ф., Изох А.Э. Фосфатно-фторидно-карбонатная минерализация в породах лампроитовой серии массива Рябиновый (Центральный Алдан): минералого-геохимическая характеристика и проблема генезиса // Минералогия, 2017, №1, с. 38-51.
- Шарыгин В.В., Калиевые щелочные пикриты массива Рябиновый (Центральный Алдан) // Геология и геофизика, 1993, № 4, с. 60-70.
- 9. Arai S., Characterization of spinel peridotites by olivinespinel compositional relationships: review and interpretation // Chemical Geology, 1994, vol. 113, pp. 191-204.
- Batanova V.G., Sobolev A.V., Kuzmin D.V., Trace element analysiz of olivine: High precision analytical method for JEOL JXA-8230 electron probe microanalyser // Chemical Geology, 2015, vol. 419, pp. 149-157.
- Belovitskaya Y.V., Pekov I.V., Genetic mineralogy of the burbankite group // New Data on Minerals, 2004, vol. 39, pp. 50-64.
- 12. Bühn B., Rankin A.H., Radtke M., Haller M., Knöchel A.,

Burbankite, a (Sr,REE.Na.Ca)-carbonate in fluid inclusions from carbonatite-derived fluids: Identification and characterization using Laser Raman spectroscopy, SEM-EDX, and synchrotron micro-XRF analysis // American Mineralogist, 1999, vol. 84, pp. 1117-1125.

- Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N. Aluminium-inolivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces // Chemical Geology, 2014, vol. 368, pp. 1-10.
- Davies G.R., Stolz A.J., Mahotkin I.L., Nowell G.M., Pearson D.G., Trace element and Sr-Pb-Nd-Hf isotope evidence for ancient, fluid-dominated enrichment of the source of Aldan Shield lamproites // Journal of Petrology, 2006, vol. 47, №6, pp. 1119-1146.
- Foley S.F., Jenner G.A., Trace element partitioning in lamproitic magmas – the Gaussberg olivine leucitite // Lithos, 2004, vol. 75, 19-38.
- Foley S.F., Venturelli G., Green D.H., Toscani L. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constrains for petrogenetic models // Earth Science Reviews, 1987, vol. 24, pp. 81-134.
- Fritschle T., Prelević D., Foley S.F., Jacob D.E. Petrological characterization of the mantle source of Mediterranean lamproites: Indications from major and trace elements of phlogopite // Chemical Geology, 2013, vol. 353, pp. 267-279.
- Hoa T.T., Polyakov G.V., Anh T.T., Borisenko S.A., Izokh A.E., Balykin P.A., Ngo T.P., Pham T.D. Intraplate magmatism and metallogeny of North Viethnam, Springer 2016.
- Hoa T.T., Thanh H.H., Phuong N.T., Anh T.T., Hang H.V. Mineralization, characteristics and forming conditions of lamproite of Vietnam, Journal of Geology Ser B, 1997, vol. 9-10, pp. 63-68.
- McKenzie D., Jackson J., Priestley K., Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // Earth and Planetary Science Letters // 2005, Vol. 233, pp. 337-349.
- 21. Mitchell R.H., Platt R.G., Downey M., Petrology of

Lamproites from Smoky Butte, Montana // Journal of Petrology, 1987, vol. 28 (4), 645-677.

- Prelević D., Foley S.F., Romer R., Conticelli S. Mediterranean Tertiary lamproite derived from multiple source components in postcollisional geodynamics // Geochimica and Cosmochimica Acta, 2008, vol. 72, pp. 2125-2156
- Prelević D., Foley S.F., Romer R.L., Cvetkovic V., Downes H. Tertiary ultrapotassic volcanism in Serbia: constraion on petrogenesis and mantle source characteristics // Journal of Petrology, 2005, vol. 46, №7, pp. 1443-1487
- Prelević D., Jacob E.D., Foley S.F., Recycled continental crust is an essential ingredient of Mediterranean orogenic mantle lithosphere // Earth and Planetary Science Letters, 2013, vol. 362, 187-197
- 25. Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Yu., Frank-Kamenetskii V., Gottardi G., Koval P.V., Muller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J-L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R. Classification of the micas // The Canadian Mineralogist, 1998, vol. 36, pp. 41-48.
- Rokosova E.Yu., Panina L.I. Shonkinites and minettes of the Ryabinoviy massif (Central Aldan): composition and crystallization conditions // Russian Geology and Geophysics, 2013, vol. 54, pp. 613-626.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D.Saunders, M.J.Norry / Magmatism im the oceanic basins // Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, vol. 42, pp. 313-345.
- Tappe S., Foley S.F., Stracke A., Romer R.L., Kjarsgaard B.A., Heaman L.M., Joyce N., Craton reactivation on the Labrador Sea margins: 40Ar/39Ar age and Sr-Nd-Hf-Pb isotope constraints from alkaline and carbonatite intrusives // Earth and Planetary Science Letters, 2007, vol. 256, 433-454.
- Williams-Jones A.E., Wood S.A., A preliminary petrogenetic grid for REE fluorocarbonates and associated minerals // Geochimica and Cosmochimica Acta, 1992, vol. 56, pp. 725-738.

ВЕРОЯТНЫЕ АНАЛОГИ ЗОЛОТО-УРАНОВОГО ВИТВАТЕРСРАНДА ПО ЮЖНОМУ ОБРАМЛЕНИЮ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Черкасов Г.Н.

*АО «СНИИГГиМС» АО «Росгео»

Впервые предлагается вести поиск аналогов Витватерсранда с позиций тенктоно-магматического анализа его формирования. Реконструированы тектоно-магматические условия зарождения, развития и становления уран-золоторудной провинции Витватерсранд. Выявлены критерии, по которым возможны поиски аналоговых объектов по южному обрамлению Сибирской платформы. По критериям выделены три аналоговых золото-урановых объекта: Северо-Енисейский, залегающий в Центральном антиклинории Енисейского кряжа между Татарским и Ишимбинским глубинными разломами, в Восточном Саяне – Гарганская структурно-фациальная зона, ограниченная субширотными Окинским и Ильчирским глубинными разломами и на Витимо-Патомском нагорье Бодайбинская впадина-мульда, богатая золотом, платиноидами и ураном, расположенная в пределах Олокитского палеорифта между Даванским и Жуинским глубинными разломами, отделяющими жёсткие плиты Сибирской платформы и Алданского щита.

Ключевые слова: месторождения, граниты, золото, купола, штоки, уран, платиноиды, редкие металлы, березиты, рифты, разломы.

POSSIBLE ANALOGUES OF GOLD-URANIUM WITWATERSRAND PROVINCE ALONG THE SOUTHERN FRAMING OF THE SIBERIAN PLATFORM

Cherkasov G.N.

AO «SNIIGGiMS», AO «Rosgeo»

For the first time, the author suggests searching for analogues of the Witwatersrand province based on toctonomagmatic analysis of its formation. The tectonomagmatic conditions of origin, development, and forming of the gold-uranium Witwatersrand province have been reconstructed. The author has defined criteria for searching for analogues along the southern framing of the Siberian Platform. Three gold-uranium-bearing analogues have been defined from the criteria: the Severo-Yeniseisky one located between the Tatarsky and Ishimbinsky deep faults, the Garganskaya structural-facies zone in East Sayan, bounded by sublatitudinal Okinsky and Ilchirsky deep faults, and the Bodaybinskaya depression at the Vitim-Patom highland, rich in gold, platinoids, and uranium, located within the Olokitsky paleorift between the Davansky and Zhuinsky deep faults separating rigid plates of the Siberian Platform and the Aldan shield. Keywords: deposits, granites, gold, domes, stockwork, uranium, platinoids, rare metals, beresites, rifts, faults.

Ввеление

Сразу же после открытия в 1884 г. крупных ресурсов золота в Южной Африке, в научном мире среди геологов возникла дискуссия по генезису золотого оруденения провинции Витватерсранд, включающей около 30 месторождений благородного металла. К тому же за последние 130 лет с момента открытия золоторудной провинции нигде в мире ничего подобного не обнаружено. Особенно споры по генезису усилились после установления в тех же рудах промышленных скоплений урана. Интерес вполне понятен, если учесть, что месторождения Витватерсранда концентрируют максимальные из выявленных на Земле ресурсов золота (по разным представлениям от 80 до 100 тыс. т) в комплексных рудах и почти две трети его извлечено из руд всего за 80 лет, при этом более 28 тыс.т золота добыто после 1945 г. (год окончания второй мировой войны).

Мнения геологов мира разделились в общих чертах в пользу двух вариантов генезиса генезиса южно-африканского уникума. 1) месторождения представляют собой древнюю золотоносную россыпь в докембрийских палеоречных конгломератах (гипергенный вариант). Этой точки зрения придерживается большинство зарубежных геологов и ряд российских (Дю Тойт, 1957, Кренделев, 1994, Константинов, 2006 и др.) Поиски аналогов Витватерсранда по этому генетическому варианту, проведённые в России в 60-70 гг XX в в СССР положительных результатов не дали; 2) рудоносные

горизонты – рифы месторождения не просто конгломераты, а магматические кварц-золото-сульфидные жилы, прорывающие березитизированные (прокварцованные) породы, либо жидкие рудные флюиды (гидротермы) формировали рудные тела по трещинам и зонам брекчирования и катаклаза, образуя эндогенные псевдоконгломераты и псевдоконгломерато-брекчии. Такой точки зрения придерживалось большинство советских геологов (Портнов, 1988, .Царёв, 1992 Щеглов, 1994, Маракушеви др., 2012 и др.). Это послужило для нас основанием изучить происхождение Витватерсранда с позиций тектоно-магматической эволюции на протяжении всей его истории с момента зарождения и до окончательного становления в форме уникальной ураново-золоторудной провинции. При этом учитывалось, что наиболее крупные скопления золота могли формироваться только в этапы тектоно-магматической активизации, сопровождавшейся контрастным габбро-гранитным магматизмом щелочной ветви. Что из этого получилось - излагается ниже.

Тектоно-магматическая история золорто-урановой провинции Витватерсранд

Метод аналогий один из наиболее достоверных при тектоно-магматическом и металлогеническом анализах крупных территорий с целью прогноза новых рудоносных площадей или обоснования генетической сущности существующих рудных объектов. В этом отношении значительный интерес представляет территория ЮАР, где располагается уникальная золото-урановая провинция, включающая более 50 месторождений с сопутствующим редкометальным, платиноидным оруденением и алмазами.

По представлениям А.Д.Щеглова (1994), наиболее древней структурой на этой территории является Капваальский кратон – крупный блок первичной континентальной коры, сложенной мигматито-гнейсами, гранито-гнейсами и гранитами с возрастом 3,8-3,5 млрд. лет (рис. 1). На глубоко метаморфизованном субстрате кратона развиваются линейные зеленокаменные пояса Мурчисон, Барбетон и Лимпопо (3,6-3,5 млрд. лет), приуроченные к широтным шовным зонам.

В позднем архее (3,1-2,9 млрд. лет) первичный блок кратона испытывает крупную структурную перестройку. В его пределах за счёт подновления подвижек и растяжениям по обрамляющим разломам (зеленокаменные пояса) начинаются просадки межразломных блоков. Формируется внутри континентальная впадина, которая в процессе проседания и растяжения раскалывается на ряд мелких сегментов, образуя Витватерсрандский рифт (2,9-2,7 млрд. лет). Это сопровождалось активной вулканической деятельностью и заполнением впадины (или мульды) вулканогенно-терригенными осадками мощностью от 7,8 до 14,2 км, представленными лавами андезитов, диабазов, риолитов, кварцевых порфиров, фельзитов, саговых кварцитов, амигдалоидных лав и различных туфов. Подчинённое значение .в разрезе имели терригенные породы - конгломераты, гравелиты, песчаники. Всю первоначальную эффузивно-вулканогенно-осадочную толщу, заполнившую мульду, можно условно отнести к Доминион-Рифу. В низах толщи отмечается больше всего терригенно-осадочных отложений, даже фиксируется горизонт конгломератов с содержанием Аи до 1,3 г/т, недостаточным для промышленной отработки. Определённый U-Pb методом абсолютный возраст первичной тощи Доминион-Риф в её основании по моноциту дал 2660 млн. лет, а из верхов по андезитам - 2200 млн. лет, то есть заметна тенденция омоложения возраста осадков вверх по разрезу.

К концу формирования первичной толщи Доминион-Риф вулканическая деятельность спала. Формирование перекрывающей Трансваальской системы продолжалось в условиях «мягкого» спрединга без частых вулканических всплесков в мелководном морском бассейне пелощадью 15 000 км² Отложения этого времени представляли первоначально глинистые толщи, преобразованные в последствии в кварц-слюдистые сланцы (в том числе и углеродистые), известняки (впоследствии доломитизированные и окремнённые) и железистые кварциты. Осадки трансваальского времени горизонтально перекрывали первичные отложения Доминион-Рифа, залегая на них с угловым несогласием. Поскольку спрединг продолжался и сопровождался общим погружением основания рифтовой мульды с разной скоростью её сегментов, то наблюдается резкое колебание по простиранию мощностей свиты Претория (от 1 до 1500 м), залегающей в основании Трансваальской системы и подразделяющейся на толщи (снизу вверх) Тамболл-Хилл, Даспорт и Магалисберг.

Этап растяжения Витватерсрандского рифта завершился внедрением в отложения мульды ультрбазит-базитовой интрузии, прорывающей эффузивно-вулканогенно-терригенно-глинисто-карбонатную толщу по Витватерсрандскому глубинному разлому, проходящему по оси мульды согласно с её простиранием. Внедрение интрузии вызывало смятие пород в складки с образованием надвигов. Магматическая кристаллизация интрузии сопровождалась её дифференциацией с расслоением на дуниты, пироксениты с горизонтами хромита и магнетита, нориты с горизонтом Меренского (платиноиды), анортозиты и «». Приводило к «закислению» основного расплава в кровле интрузии, приведшей к выделению гранодиоритового дифференциата (Дю Тойт, 1957, с.147). Окончательная магматическая кристаллизация интрузии привела к уменьшению первоначального её объёма и вызвала как проседание самой интрузии, так и слоёв вмещающих её пород к центру мульды под углом от 10 до 60 °, а заодно и к сжатию (закрытию) рифта. При этом норитовая интрузия дневной поверхности не достигла, а локализовалась в приповерхностной части разреза под 600 м толщей кварцитов свиты Претория, сыгравших роль экрана, примерно, на глубине 900 м в толще сланцев и туфов этой же свиты. На этом завершается этап накопления и консолидации осадков подвижного бассейна и превращения Витватерсрандской мульды в консолидированную складчатую структуру, развивающуюся уже в платформенном режиме.

Выше Магалисбергских слоёв (кровля свиты Претория) залегает Ройбергская толща, сложенная полевошпатовыми кварцитами и фельзитами (1-2400 м), а в кровле – песчаниками и сланцами (0-600 м). Граниты Бушвельдского комплекса внедрились в Ройбергскую толщу и подстилаются её кварцитами, а на «крыше» гранитного лополита встречаются крупные ксенолиты этих пород. Граниты розового или ярко-красного цвета. Полевой шпат в них представлен в основном микропертитом (тесное взаимное прорастание ортоклаза и альбит-олигоклаза). Главный железисто-магнезиальный минерал – роговая обманка. Отношение К:Na>1. Содержание SiO₂ составляет 72,5-75,8 %. В экзоконтакте бушвельдских гранитов вмещающие породы превращены в андалузитовые, силлиманитовые, дистеновые слюдистые образования, часто достигали промышленно значимых концентраций и разрабатывались.

Между Ройбергской толщей и свитой Претория существовал континентальный перерыв, а последующее осадконакопление сформировало Ройбергскую толщу мощностью до 3000 м. Для накопления такой толщи потребовалось достаточно длительное время даже в геологическом понимании. Значит между временем внедрения норитовой и гранитной магм существовал разрыв во времени, а следовательно прямой генетической связи между ними нет. Первый комплекс, имеющий мантийную природу, завершает коллизионную стадию развития рифтовой мульды. С ним связаны платиноиды, хром, титан, ванадий железо, теллуриды золота, а второй - отражает первый этап тектоно-магматической активизации (ТМА) консолидированной складчатой области, и граниты представляют собой продукт контрастного габбро-гранитного магматизма. В таком случае «родителями» их являлись.трансмантийные потоки, состоящие первоначально из С, Н, Fe, Mg и обогатившиеся в пределах базальтовой в зоне аномальной мантии Au, U, Si N, щелочами (K, Na), F, CI и редкими металлами оставались в базальтовом расплаве в форме самостоятельного флюида, имеющего собственное внутреннее давление. Достигнув аномально высокого давления, флюид в форме плотного газового потока по зоне сжатия рифта, где базальтовая магма в силу относительно высокой вязкости пройти не могла и оставалась на месте, устремлялся к поверхности в земную кору. По ходу движения при попадании флюида в пустоты в земной коре (обычно на глубинах 15-5 км) происходил мгновенный спад давлений в нем и резкий всплеск температуры. Этого часто хватало, чтобы начались обменные реакции между флюидом и вмещающими породами, приводившими к началу их плавления и зарождению очага щелочной гранитизации, в котором и формировались рудные флюиды.

При становлении гранитного лополита, ушедшего из первичного очага гранитизации как по Витватерсрандско-

му рифту, так и оперяющим его разломам с рудоносными флюидами, последние покидали лополит, образуя по зонам дробления, трещинам и разломам горизонты оруденения. В момент становления Бушвельдского гранитного лополита и уход с него рудоносных газово-жидких флюидов, основной «удар» оруденения приняла на себя середина колонны первичных пород, заполнивших мульду. Поскольку слои пород погружались к центральной линии мульды, то рудоносные флюиды разгружались по напластованию слоёв как по ослабленным зонам. С рудоносными флюидами поступали Аи, Ag, Sr, U, Th, редкие металлы (Sn, Co, W, Mo), сульфиды, в меньшей мере редкие земли. Мощность Бушвельдского лополита достигает 3 км, глубина залегания 4,0-5,5 км. Кремниевый метасоматоз охватил среднюю часть разреза Витватерсрандской мульды, сформировав мощную зону березититзации, представленную кремнисто-хлорит-серицитовыми сланцами и серицитовыми кварцитами (типа вторичных) с содержаниями SiO, 93-99 % и Au до 3,5 г/т. В березитах локализованы послойные и секущие золото-кварцевые, золото-сульфидно-кварцевые жилы со штокверковым и прожилково-вкрапленным золотым и золото-урановым оруденением, отнесённым к золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой и золото-березитовой формациям. Именно это окремнение первичных пород мульды, позволило в её геологическом разрезе выделить (снизу вверх) серии Доминион-Риф, сложенную первичными осадками, Витватерсранд (самая продуктивная), Вентерсдорп и Трансвааль. Наиболее богатая золотом и ураном оказалась свита Мейн-Бёрд (верхний Витватерсранд), в разрезе которой выделено 16 золото-урановых горизонтов (рифов). А температура образования сфалерита из рифовых сульфидов составляе по термобарогеохимии 450°С (кренделев, 1974).

Площадь гранитного лополита немного превышает площадь Витватерсрандской мульды. Абсолютный возраст гранитов, определённый Rb-Sr и U-Pb методами составляет 1950-2060 млн. лет (Косовец, 2015). Абсолютный возраст Au-U оруденения, определённый U-Pb методом по ураниниту рифов, составил 1990 млн. лет (PR₂¹) (Кренделев, 1974), то есть синхронный по возрасту Бушвельдским гранитам.

Второй этап ТМА связан со становлением в юго-западной части мульды (по Витватерсрадскому (Барбетон) и по северному её краю (рифт Мурчисон) (см. рис.1) громадной (по геофизическим данным) интрузии, очевидно, щелочных гранито-сиенитов, обусловивших формирование в пределах мульды нескольких куполов, наиболее известным из которых является Вредефортский диаметром 40 км. Интрузия вызвала добавочный (термальный) метаморфизм контактовых пород, изменив их до грубозернистых андалузит-кордиеритовых и гранат-амфиболитовых роговиков. В эрозионном срезе на поверхность купола выходят граниты Бушвельдского комплекса, окружённого в непосредственном контакте породами Витватерсрандской системы, а на некотором удалении системы Вентерсдорп и Трансвааль. Слои этих систем в контакте с гранитами купола круто вздёрнуты вверх, а вдоль северо-западной части купола даже опрокинуты под углом 50-60°. В этой приконтактовой зоне было отработано несколько золоторудных месторождений. Витватерсрандские слои по северо-западному контакту купола разбиты перекрещивающимися разломами, по которым фиксируются дайки щелочных гранитов. В северо-восточном борту мульды на Родепортском куполе нориты, ройбергские слои, бушвельдские граниты прорываются десятком трубок щелочных сиенитов. Самая крупная из них трубка Пилансберг диаметром 27 км. Все трубки сопровождаются большим количеством даек аналогичного или нефелинового составов.

Щелочные граниты калиевой ветви (К>Na), Превалирующими для щелочных гранитов являются уран-редкоземельные ассоциации, в меньшей мере Au-W, Au-Mo-U. По-видимому, именно в этот период одновременно заканчивается формирование всех горизонтов псевдоконгломератов золото-урановой специализации, зафиксированных в образованиях Витватерсрандской, Вентерсдорпской и Трансваальской систем, обогащаясь по их подошве и кровле кварцевой брекчией вмещающих пород, окремненных на первом этапе ТМА, а также проявляются в виде секущих жил золото-уран-редкоземельной ассоциации с наложением на ранее сформировавшееся золотое оруденение, связанное со становлением Бушвельдского лополита, особенно в участках структурного несогласия в залегании пород. Абсолютный возраст щелочных гранитов, определённый U-Pb методом, составил 1250 млн. лет (PR₂²) (Кренделев, 1974). Щелочной гранитоидный магматизм проявился в основном по центральному и северному прибортовым разломам мульды Витватерсранд, формируя по ним вертикальные золоторудные столбы с размахом до нескольких километров. Так в 1962 г вблизи г.Иоганесбург была заложена шахта Тау-Тона и начата добыча золота. За 50 лет из неё добыто 1200 т золота при содержании Аи 9 г/т. Шахта достигла глубины 5 км. Рудоносная мульда была перекрыта более молодыми отложениями и рудоносные толщи эрозии не подвергались. Этим и объясняется отсутствие золотоносных россыпей в речной системе Витватерсрандской мульды.

Тектоно-магматические и структурные критерии поиска аналогов Витватерсранда. Анализ тектоно-магматического зарождения и эволюции Витватерсранда позволяет наметить определённые критерии поиска подобных золотоносных структур в других районах Земли:

 Палеорифты или шовные зоны между двух жёстких платформенных плит консолидированных складчатых областей или кратонов;

 Наличие пририфтовых впадин, прогибов, мульд, заполненных мощной толщей вулканогенно-терригенно-глинисто-карбонатных осадков, сформировавшихся на кристаллическом фундаменте в период спрединга палеорифта (этап растяжения, раскрытия палеорифта или шовной зоны и накопления осадков в условиях подвижного морского бассейна);

 Коллизионный этап развития мульды, прогиба, впадины – смятие осадков в складки с образованием чешуйчатых надвигов, сбросов, сдвигов и внедрением в конце этапа ультрабазит-базитовых, а то и кислых интрузий, означающих смену спрединга на закрытие, сжатие рифта и консолидацию структуры;

4. Этапы тектоно-магматической активизации (ТМА) в условиях сжатия рифта (их может быть несколько) с проявлением контрастного габбро-гранитного магматизма щелочной ветви. Причём очаги щелочной гранитизации зарождаются в земной коре при участии транмантийных рудных флюидов. Становление крупного гранитного лополита, батолита или ореал-батолита, отвечающего по площади впадине-мульде с трансформацией вмещающих пород в экзоконтакте гранитов в хиастолит-андалузит-силлиманитовые, дистеновые, дистен-хлоритоидные и диаспор-хлоритоидные образования и обусловившего золото-уран-редкоземельное и редкоземельное орудинение с платиноидами и даже иногда с алмазами в консолидированных изменённых образованиях впадины-мульды;

5. Оруденение золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, золото-ураново-сульфидной в березитах формаций, связанных со штокверковым, жильным, прожилково-вкрапленным распределением рудного вещества.



Рис. 1. Схема расположения основных зеленокаменных поясов и рифта Витватерсранд на едином архейском кратоне Каапвааль-Зимбабве[62].





Рис. 2. Региональная тектоническая схема Патомского нагорья и Ленского золотоносного района с показом положения Лено-Олокитского палеорифта

(Гордиенко и др., 2016)..

1 — границы Олокитского палеорифта (западная по Даванскому, восточная по Жуинскому и Сеньскому разломам; 2 – мощность платформенных отложений в км.

Примечание. Прямоугольником выделена площадь, расположения Бодайбинской впадины-мульды

Основываясь на этих критериях проанализированы уран-золоторудные провинции, рудные узлы и даже отдельные месторождения и проявления некоторых районов Восточной Сибири и выделены по южному обрамлению Сибирской платформы три провинции аналогичные по критериям характерным для Витватерсранда.

Северо-Енисейская провинция, включающая три рудных узла: Северо-Енисейский, Уволжский и Олимпиадинский общей площадью 14400 км², в пределах которой известно более 50 золотых, золото-платиноидных, золото-урановых, урановых месторождений и рудопроявлений, часть из которых разрабатывается с середины XIX века. Провинция располагается в зоне сопряжения Протохакасской и Сибирской плит, локализуясь в пределах современного Енисейского кряжа между Татарским и Ишимбинским глубинными разломами (рифтами). Фундамент, на котором заложился рифтовый прогиб, сложен позднекарельскими базальтово-карбонатно-терригенными породами тейской серии и панимбинской толщи раннего рифея, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации, и кремнисто-вулканогенными отложениями с горизонтами кварцитов, часто углеродистых, сухопитской серии (R_{1.2}) и тунгусикской серии (R₃). общей мощностью 14,1 км. В предколлизионный этап осадки прогиба интрудировалис. Сурнихинским дунит-гарцбургитовым комплексом (R₁₋₂), служившим источником хрома, платиноидов, ванадия и среднетырадинским диорит-плагиогранитовым комплексом (R₂). Этап осадконакопления в прогибе завершился посольненской интрузией мигматит-гранитового, гранито-гнейсового комплекса (R₂), смявшего осадки в складки, метаморфизовав их в зеленосланцевой фации и превратив рифтовый прогиб в консолидированную складчатую область.

Позднерифейско-вендский этаж включает три этапа ТМА. Первый этап связан со становлением мощного татарско-аяхтинского гранитного комплекса (R_3), сформировавшего обширный ареал-батолит общей площадью более 14 000 км². Граниты 1-ой фазы биотитовые ($Na_2O/K_2O = 0,8$ -1,3). В их составе плагиоклаз 25-35 %, микроклин 20-25 %, при повышенных содержаниях Sr, Ba, P (Au-Sr ассоциации) Граниты 2-ой фазы лейкократовы с содержанием микроклина 30-35 % и плагиоклаза 25-30 % ($K_2O/Na_2O = 1,1$ -1,6) при повышенных содержаниях Sn, Be, W, (Au-W, Sn ассоциация), появляется торит. Значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,7114-0,719) свидетельствуют о коровой природе магмы.

Основной Татарско-Аяхтинский ареал батолит залегает (по геофизическим данным) на глубине 3 км. От него поднимается масса апофиз, штоков, образующих более 20 гранитных массивов и куполов. выведенных в эрозионный срез. Золоторудные месторожде7ния приурочены к зонам разломов, заложившихся между гранитными массивами, по которым трассируются золотоносные грабены. Это положение дало основание П.С.Бернштейну и Н.В.Петровской (Петров, 1976) предположить связь золоторудных месторождений с глубинными, ещё не вскрытыми эрозией, частями гранитов. Буровая скважина, пройденная по главному рудному столбу Олимпиадинского месторождения до глубины 1000 м не вышла из него. При этом было отмечено с глубиной возрастание содержаний Аи в рудах с 2,87 г/т до 5,7 г/т. В контакте с вмещающимипородами последние преобразуются в андалузитовые и силлиманитовые вторичные кварциты. Кроме того, по разломам и зонам дробления вмещающие сланцы (в том числе и углеродистые трансформированы в кварц-серицит-хлоритовые, часто с карбонатами и пиритом, березиты, с которыми и связаны месторождениязолото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, золото-березитовой формаций

жильного, прожилково-вкрапленного и штокверкового типов. Граниты татарско-аяхтинского комплекса прорывают все комплексы пород, выполняющих рифтовый прогиб.

Второй этап ТМА связан с формированием временных локальных зон растяжения палеорифтов с образованием грабенов, заполнявшихся базальтами, андезитами, риолитами, дацитами, доломитами, сланцами, алевролитами и песчаниками (киргитейский подгоризонт R₂¹) мощностью около. 1500 м. В завершающую стадию закрытия палеорифта отложения киргитейского подгоризонта были интрудированы белыми лейкократовыми гранитами глушихинского комплекса (R₃).Основные минералы гранитов ортоклаз (40-55 %) и кварц (35-45 %). Лейкограниты повышенной щёлочности (K₂O+Na₂O=7,4-8,1 %), калиевой ветви (K₂O/Na₂O= 1,5-2,5), характеризуются высоким содержанием B, Be, Rb, W, Nb, ΣРЗЭ при La-Y ассоциации. Высокие значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,738) указывает на коровую природу расплавов. С интрузиями комплекса связаны ассоциации Au-W, Sn грейзенового типа, Au-Mo-U гидротермального типа и, возможно, алмазы. Граниты прорывают верхи киргитейского подгоризонта R₃² и граниты татарско-аяхтинского комплекса, а также наращивают с юго-запада и юга площадь Татарско-Аяхтинского ареал-батолита.

Третий этап ТМА имеет природу аналогичную 2-му ТМА и завершается внедрением субщелочных гранитов и кварцевых сиенитов гурахтинского комплекса (R_{2}^{3}). Этими гранитами слагается ряд массивов. Самый крупный - Гурахтинский представлен лакколитом площадью 70 км². Подошва массива залегает на глубине 7 км. Граниты красные крупнозернистые биотитовые. Основной минеральный состав (%): кварц 30-40, микроклин 30-45, плагиоклаз 20-25.В экзоконтакте гранитов вмещающие породы ороговикованы (ширина оторочки до 2,5 км) в которой выделяются кордиеритовая, силлиманитовая, андалузитовая, гранатовая и биотитовая зоны. Граниты имеют коровую природу магмы. С гранитами гурахтинского комплекса связано грейзеновое редкометальное оркденение Li-Mo-W-Sn с примесь. Аu, но главным становится U-Mo, слагающее Уволжский золото-ураноносный узел.

Боксон-Китойская структурно-фациальная область (Восточный Саян) площадью, примерно, 12160 км², включающий более 80 месторождений и проявлений золотого, золото-платиноидного, золото-уранового оруденения и проявления алмазов. Основным структурным элементом её является Гарганская глыба, возникшая как осколок (микроконтинент) в результате распада суперконтинента Родиния. Гарганская глыба (осколок архейского фундамета) оказалась в зоне спрединга Сибирской и Монгольской плит и зарождения подвижного бассейна – Палеазиатского океана (ПАО) (Гордиенко и др., 2016). Сложена она гранулитами, кристаллосланцами, амфиболитами, гранито-гнейсами. По поверхности она представляет структуру гранито-гнейсовых куполов, разделённцых мощными зонами рассланцевания и бластомилонитизации с наложением амфиболитовой фации метаморфизма

Морские комплексы ПАО, заполнившие в период спрединга подвижный бассейн, «окаймляют» Гарганскую глыбу и с большим перерывом налегают на неё слагая «платформенный чехол». Он включает офиолитовую ассоциацию в составе ильчирского перидотит-дунитового (RF_2) и боксонского габбрового (RF_2) комплексов, перекрытых дунжугурской свитой (RF_{2-3}), сложенной эффузивами и вулканогенно-осадочными отложениями, перекрытыми иркутной и ильчирской (мраморизованные известняки, доломиты, кварциты, кварцево-слюдистые и углеродисто-глинистые сланцы, филлиты, конгломераты и песчаники) свитами (RF₃). Общая мощность «платформенного чехла», сохранившегося от эрозии, 6700 м.

Спрединг прекращается в конце RF_3 Начинается этап закрытия бассейна ПАО и тангенциальное сжатие его осадков. Породы «чехла» оказались смяты в крутые узкие складки с падением на крыльях от 30 до 65°. Сжатие Гарганской глыбы приводит к её выжиманию вверх с образованием Гарганского антиклинория и формированию, обрамляющих его с севера Окинского, а с юга Ильчирского синклинориев с заложением по границе с ними тектонических контактов в форме Окинского и Ильчирского глубинных разломов. Коллизионный этап завершается формированием холбинского дацит-риолитового комплекса (RF_3), инъецированного гранит-гранодиорит-плагиогранитной интрузией сумсунурского комплекса (RF_3), завершивших превращение Боксон-Китойскую СФО в консолидированную складчатую область с последующей её эволюцией через этапы тектоно-магматической активизации.

Определение абсолютного возраста даек и штоков из дайковых поясов, относимых к холбинскому комплексу, показало, что большое их количество имеют абсолютный возраст ордовикско-девонский и нижнепермский. Это даёт основание констатировать, что главные этапы формирования золото-уранового оруденения связаны с сархойским (O), огнитским (D₁₋₂) и самсальским (P₁) проявлениями лейкогранитного и щелочногранитого корового магматизма. В самсальских гранитах наряду со стандартным набором акцессориев встречаются хромшпинелиды и муассанит - спутники алмазов консолидированных складчатых областей. В пределах Окинского синклинория эти гранитные интрузии образуют крупные массивы – лакколиты и штоки площадью от 40 до 1000 км². В пределах Гарганской глыбы крупных массивов этих гранитов не наблюдается. Они (по геофизическим данным) остаются на глубине 2-4 км, где формируют крупный ареал-батолит, превосходящий по площади «цоколь» Гарганской глыбы. Поднимавшиеся с них рудоносные флюиды, апофизы и штоки диафторируют межкупольные амфиболизированные бластомилониты до эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, трансформируя их до рудных березитов и альбититов, калишпатизируя и серицитизируя рифейские гранитоиды «чехла». Ширина экзоконтактных ореолов достигает 1000 м. К ним и приурочено золотое и золотоурановое с платиноидами и редкими землями, редко-земельными металлами оруденение, имеющее большой вертикальный размах. На Зун-Холбинском золоторудном месторождении буровая скважина прошла по рудному столбу 700 м и не вышла из него. Оруденение представлено золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, золото-уран-березитовой формациями.

Витимо-Патомское нагорье (Бодайбинская впадина или мульда) располагается в левобережье нижнего течения р.Витим Тектоническая впадина определяется как палеошельфовая надрифтовая мульда размером, примерно, 100х200 км (20 000 км², превосходящая Витватерсрандскую по площади, Заложилась Бодайбинская мульда на гранулитовом, гнейсо-микрогнейсовом фундаменте мощностью 6-8 км между Восточно-Сибирским континентом и Алданским щитом в границах Олокитско-Ленского палеорифта (рис.2), ограниченного с запада Даванским, а с востока Жуинским и Сеньским глубинными разломами. Все структуры, относимые к архей-протерозойскому структурному этажу (фундаменту) на дневной поверхности фиксируются серией поднятий фундамента, обрамляющих Бодайбинскую впадину и представлены на востоке Лондгорским поднятием, на севере - Тонодским выступом, а с запада ограничивается

Чуйско-Мамским поднятием с Марским, Верхнежуинским куполами и Чипикетским выступом внутри мульды. Площадь Бобдайбинской мульды с обрамляющими поднятиями почти 60 000 км². В общей петрохимической направленности эволюции магматических образований Бодайбинского мегаблока можно выделить три этапа. Первый этап (ранний архей-средний рифей) спрединговый - связанный с раскрытием палеорифта и формирование на гранулитовом оснований (фундаменте) Бодайбинской мульды, заполнявшейся магматогенно-вулканогенно-терригенно-карбонатными И глинистыми, часто углеродистыми осадками мощностью 10-12 км и абсолютным возрастом 2740-823 млн. лет. Причём магматизм в основном базит и ультрабазит-базитового типа. Второй этап (зрелый) - коллизионный. Идёт закрытие палеорифта с заменой толеитового магматизма на известково-щелочной и трансформация геосинклинальной (подвижной) структуры в консолидированную складчатую область. Третий этап (заключительный) – дальнейшая сиалитизация земной коры с проявлоением магматизма повышенной щёлочности и кислотности, то есть контрастного габбро-гранитного магматизма щелочной ветви. Весь рудный потенциал Бодайбинской мульды сформировался после орогенеза уже в консолидированной складчатой структуре в результате двух этапов тектоно-магматической активизации (TMA).

Первый этап ТМА - герцинский. Время проявления средний-поздний карбон – ранняя пермь. В этот период по активизированным зонам сжатия Олокитско-Ленского рифта идёт формирование и становление автохтонных граносиенит-гранитных массивов конкудеро-мамаканского (С2.2) и монцонит-сиенит-гранитовых интрузий ингамакитского (С₂-Р₁) комплексов будущего Ангаро-Витимского ареал-плутона мощностью 3-7 км, распространённого на всю площадь Бодайбинской мульды, в экзоконтактах которых наблюдаются месторождения силлиманита, дистена, хлоритоида, диаспора, андалузита, а по зонам дробления и брекчирования обширные ореолы березитов и лиственитов с золотой, золото-урановой, золото-платиноидной минерализацией. Причём рудные зоны имеют большой вертикальный размах и формируются как в чехле, так и в фундаменте мульды над гранитами Ангаро-Витимского ареал-батолита. В пределах Бодайбинской мульды установлено более сотни золото-урановых, золото-платиноидных и золоторудных проявлений, в том числе и самое крупное месторождение России Сухой Лог. Второй этап мезозойский, связанный со становлением эймнахского трахириолит-лейкогранитного (Т) и мурунского (J₂-K₁) комплексов, служивших источником как Au, U, Pt, так и редкоземельных и редких металлов

Заключение. Не смотря на аналогию в тектоно-магматической эволюции блоков земной коры включающих Au-U-Pt промышленное оруденение, есть и некторые различия в пострудной судьбе этих объектов.

1.После оформления золото-урановой провинции Витватерсранд, она была погребена под молодыми отложениями и эрозии не подверглась, поэтому в речной системе Вааль россыпей нет Российские же аналоги все испытали интенсивное поднятие. В эрозионный срез попало большинство месторождений. Поэтому вся речная сеть этих провинций насыщена золотоносными россыпями, из которых добыто уже от 1000 до 1500 т Аu.и добыча продолжается до сих пор.

2. Месторождения Витватерсрандской провинции разведаны до глубины 3,5-5,0 км. Российскик аналоги разведаны до глубины в среднем 300 м. и только известны единичные скважины, пробурены на золоторудных месторождениях Олимпиадинском 1 скважина 1000 м, Зун-Холбинском 1 скважина 700 м и Сухой Лог разведан до глубины 530 м. 3. По ресурсам золота Северо-Енисейская провинция, примерно, соответствует Витватерсрандской, Боксон- Китойская почти в 2 раз меньше, а Бодайбинская рудоносная мульда с обрамлением в 2-3 раз может превысить ресурсы Витватерсранда.

4. Градиент температур по осадкам золоторудной мульды Витватерсранд составляет 8-10°С/км, что позволяет относительно комфортно вести добычу руды даже на глубине 4000-5000 м. Российские аналоговые золото-урановые провинции располагаются в зоне Цетрально-Азиатского суперплюма (Черкасов, 2008). Градиент температур по их осадкам составляет 15-25°С/км (Геотерм. карта СССР, 1972). Это ограничивает относительную комфортность шахтной добычи глубиной 1200-2000 м.

Список литературы

- Вуд Б.Л. Гигантское месторождение золота Сухой Лог / Б.Л.Вуд, Н.П.Попов. – Геология и геофизика, 2006, т.47, №3. – С.315-341.
- Геология Южной Африки / А.Дю Тойт. М.: Изд-во ИЛ, 1957. – 533 с.
- Геотермическая карта СССР в масштабе 1:5000000. Объяснительная записка / Гл. редактор Ф.А.Макаренко. – М.: Наука, 1972. – 40 с.
- Гордиенко И.В. Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения / И.В.Гордиенко, П.А.Рощектаев, Д.В.Гороховский. – Геология рудных месторождений, 2016, т. 58, №5. – С.405-429.
- Долгушин С.С. О возможном интрузивно-ликвационном генезисе золоторудных месторождений Витва-

терсранда, ЮАР / С.С.Долгушин. – Руды и металлы, 3/2000. – С.83-89

- Константинов М.М. Золотоносные провинции мира. М.:Научный мир, 2006. – 358 с..
- Косовец Т.Н. Представление о генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда в свете данных по изотопии серы, кислорода и углерода / Т.Н.Косовец // Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка, 2015, №2. – С.22-33.
- Маракушев А.А. Проблема происхождения уран-золоторудного месторождения Витватерсранд / А.А.Маракушев, Л.И.Глазовский, Н.А.Панеях и др. // Вестн. моск. ун-та. Сер.4. Геология, 2012, №3.– С.3-16.
- Металлоносные конгломераты мира / Ф.П.Кренделев. Новосибирск: Наука, 1974. – 238 с.
- О металлогении Южно-Африканской республики, генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда и проблемы открытия их в России / А.Д.Щеглов. – С-Пб: Изд-ВСЕГЕИ, 1994. – 44 с.
- Петров В.Г. Гранитные купола и золотое оруденение Енисейского кряжа /В.Г.Петров // Золото и редкие элементы в геохимических процессах. – Новосибирск: Наука, 1976 – С.34-54.
- Портнов А.М. О возможном гипогенном происхождении конгломератов Витватерсранда / А.М.Портнов. – Геология и разведка недр, 1988, №10. – С. 49-58.
- Царев Д.И. Рудоносные псевдоконгломераты / Д.И.Царев // Современные проблемы минералогии и сопредельных наук. – С-Пб, 1992. – С.203-204.
- Черкасов Г.Н. Современный Центрально-Азиатский суперплюм и его нафтидо-рудогенез // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ и их парагенезы. – М.:ГЕОС, 2008. – С. 512-515.

ПЕТРОЛОГИЯ ПЕРИДОТИТ-ГАББРОВОГО МАССИВА ОРЦОГ-УЛА, ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ

Шаповалова М.О., Толстых Н.Д., Шелепаев Р.А.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия, Новосибирский государственный университет, НГУ, 630090, Новосибирск,

ул. Пирогова, 1, Россия

The study discusses geological, mineralogical, petrographic, and geochemical data on the Ortsog-Uul mafic-ultramafic massif located on the northern slope of the Khangai uplands, on the left bank of the Tamiryn-Gol River (fig. 1) in Western Mongolia (PZ_i) (Izokh et al., 1990.) The Ortsog-Uul massif (S=5 km²) as the adjacent Dulan-Uul mafic-ultramafic intrusion is a part of the Tamir Complex and it intrudes the metamorphic rocks, quartzites, gneisses, schists and amphibolites. The Ortsog-Uul massif hosts two intrusions separated by a NW-SE distinct contact: 1) a rhythmically-layered peridotite and gabbro (biotite-free) which is located north of the contact (Intrusion 1); 2) a massive biotite-bearing amphibole and olivine gabbro, south of the contact (Intrusion 2). The both intrusions are Permian in age. The Ar/ Ar age of Intrusion 1 (Mg-hornblende from olivine mezogabbro) is 278.7 ± 2.5 Ma. A U-Pb zircon age (fig. 2) of Intrusion 2 determined for olivine mezogabbro is 272 ±2 Ma (SHRIMP II). The Ortsog-Uul massif is within an overturned tectonic block. The each rhythm of Intrusion 1 consists consistently of gabbro, troctolite, melanotroctolite and plagioclase peridotite from bottom to top. Such rhythmic sequence in the Ortsog-Uul massif disagrees with those of layered intrusions showing a normal-type stratification with mafic layers at the base and more leucocratic layers in the top in agreement with crystal fractionation process.

Both intrusions are formed by olivine, plagioclase, ortho- and clinopyroxene in various proportion. In addition, Intrusion 2 hosts numerous accessory minerals: amphibole, biotite and apatite. Ultramafic rocks have cumulative hipidiomorphic-granular textures; mafic rocks have gabbroic and, to a lesser extent, poikilophitic textures. Using the COMAGMAT-3.57(Ariskin et al., 1993) software, we have found the compositions of the parental melts of the Ortsog-Uul intrusions, which might have crystallized at 2 kbar and the oxygen activity controlled by the QFM buffer. The initial melts estimated for both intrusions relate to high-Mg picrobasaltic magmas. The concentration of MgO in melt is 16.21 (Intrusion 1) and 16.17 (Intrusion 2).

The concentrations of SiO₂ and alkalis positively correlate suggesting progressive accumulation in residual melt during fractional crystallization. These are correlated with decrease of MgO contents. The MgO versus Al_2O_3 plot (fig. 3) shows the compositional variations of both intrusions due to olivine and plagioclase fractionation. The MgO ranges from 4 wt. % (plagioclase peridotite) to 33 wt. % (gabbronorite) in rocks of Intrusion 1 during fractional crystallization. The MgO range (17-25 wt. %) is not extended in gabbro of Intrusion 2, while contents of alkalis, in particular, K_2O (to 0.8 wt. %) are high. Samples of Intrusion 2 show an discrete vertical compositional field at 20 wt.% MgO in the plof of MgO versus (Na_2O+K_2O). Intrusion 2 rocks are enriched in TiO₂ and P_2O_5 (up to 0.5 wt. % and 0.06 wt. % respectively) compared to Intrusion 1 resulting the presence of accessory titanomagnetite and apatite in Intrusion 2.

All Ortsog-Uul rocks have similar chondrite-normalized REE patterns (Boynton et al., 1984) with slightly LREE enrichment ((La/Yb)_N = 2.24-3.05), and weak positive Eu anomalies (fig. 4 a). The Layered Series of Intrusion 1 displays a general increase of trace element contents from plagioclase peridotite to olivine melanogabbro. Most of the rocks from Intrusion 2 are characterized by higher concentrations of REE, HFSE and LILE than Intrusion I samples on the primitive mantle-normalized spidergrams (McDonough, 1992). In particular, gabbro from Intrusion 2 are REE-rich suggesting a derivation from higher degree of fractionation compared to Intrusion 1 gabbroic rocks. Both intrusions show positive anomalies of Sr and Eu (Eu/Eu* = 1.2 to 3.8), and negative anomalies of HFSE (fig. 4 b). Different contents of incompatible elements with the same concentration of MgO prove the various mantle sources of initial melts for these two intrusions. Based of isotopic data of Ortsog-Uul magmatic rocks have been determined that Intrusion 1 was formed from the depleted mantle source (ϵ Nd = 13.5 (260Ma)) and Intrusion 2 was formed from the enriched mantle source (ϵ Nd=-4.3 (260Ma)).

From geological, mineralogical, geochemical and isotopic data, we can conclude that:

1) The Ortsog-Uul massif is located in the larger Tamir Complex hosted within an overturned tectonic block;

2) There are two major intrusions: an early (278.7 ± 2.5 Ma) layered Intrusion 1 and a late (272 ±2 Ma) massive Intrusion 2;

3) The wide difference of incompatible element contents shows that intrusions of Ortsog-Uul massif derived from compositionally different parental melts: Intrusion 1 from depleted source and Intrusion 2 from enriched source;

4) MgO contents in melts were estimated as 16.21 (Intrusion 1) and 16.17 (Intrusion 2); this proves that magma has the high-Mg picrobasaltic composition.

Введение

Ультрамафит-мафитовые интрузии с ранних пор привлекают внимание исследователей, поскольку они являются производными мантийного или базальтового магматизма и их изучение вносит существенный вклад в понимание геодинамики исследуемых районов и реконструкцию истории развития геологических структур. В массиве Орцог-Ула выделены две фазы внедрения, которые являются производными расплавов, фракционированных в различной степени. Выявление особенностей образования фаз позволит нам решить фундаментальные петрологические задачи, связанные с образованием и становлением базитовых магм. Интерес к изучению конкретно этого массива был вызван находками минералов ЭПГ в шлиховых концентратах из временных водотоков массива Орцог-Ула. Целью данной работы является описание пород, их петрографии, минерального и химического составов, возраста и условий их формирования.

Аналитические методы исследования

Анализ валового состава пород (56 проб) проводился методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на приборе ARL 9900 (Thermo Scientific, Швейцария). Измерения осуществлялись при пределах обнаружения - 30 ррт. Анализ содержания редких элементов (28 образцов) проводился в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) методом ICP-MS на масс-спектрометре MAT Element-I (Finnigan, Германия) по методике (Николаева и др., 2008). Рентгеноспектральный микроанализ породообразующих минералов (121 анализ) проводился на приборе JXA-8100 (Jeol, Япония). Градуирование по внутренним стандартам минералов. Параметры съемки: $E_0=20$ kV, I=40nA, t=10s.

Определения возраста по изотопным соотношениям U и Pb в цирконах осуществлялось на прецизионном вторично-ионном (SIMS) микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II (Sensitive High Resolution Ion MicroProbe II, ASI, Австралия) в Центре Изотопных Исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Определение возраста ³⁹Ar-⁴⁰Ar методом проводилось по монофракциям биотита и амфибола в ИГМ СО РАН. Измерение изотопного состава аргона проводились на многоколлекторном масс-спектрометре Argus (GV-Instruments, Англия).

Данные по Sm-Nd были получены методом TIMS ThermoFinnigan Triton (погрешность определения параметров менее 0,001%) в Геологическом институте Кольского научного центра РАН, г. Апатиты. Химические процедуры - по методике (Журавлев и др., 1987).

Для определения составов родоначальных расплавов, из которых могли образоваться породы массива Орцог-Ула, применен метод математического моделирования с использованием программного комплекса COMAGMAT 3.57 (Ariskin et al., 1993). Моделирование проводилось в режиме, имитирующем формирование расслоенного массива. Для стартовых расчетов были выбраны параметры: давление -2 кбар и фугитивность кислорода соответствовала буферу QFM (кварц-фаялит-магнетитовый).

Геологическое строение района интрузива Орцог-Ула

Массив Орцог-Ула описан в ходе геолого-съемочных работ в 1980-х годах на территории Хангайского нагорья в Западной Монголии, где были обнаружены несколько расслоенных перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовых массивов, относящихся к тамирскому комплексу. Эти массивы, вместе с массивом Орцог-Ула подразделяются на три ареала интрузивов: Тамирский, Идэрский и Байдарикский (Поляков и др., 1984). Изучаемый массив, как и расположенный в 1,5 километрах от него массив Дулан-Ула – относятся к Тамирскому ареалу. Ранее габброиды исследуемого района, в том числе Орцог-Ула, на карте м-ба 1:2000 000 (Хосбаяр и др., 1987) были отнесены к раннепалеозойскому этапу магматизма. Сульфидная минерализация среди массивов тамирского комплекса была обнаружена только в массиве Орцог-Ула (Изох и др., 1990).

Расслоенный перидотит-габбровый массив Орцог-Ула находится на северном склоне Хангайского нагорья, в левобережье р. Тамирын-Гол (рис. 1). с площадью выхода на поверхность около 5 км². Он прорывает метаморфические толщи, сложенные кварцитами, гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. Центральная его часть пространственно совпадает с вершиной горы Ундэр-Орцог-Ула (1740,0 м).

Исследования, проведенные нами на массиве Орцог-Ула, позволили уточнить его строение и дополнить ранее полученные данные (Изох и др., 1990). Было установлено, что массив состоит из двух фаз внедрения (рис. 1): 1) ритмично-расслоенная перидотит-троктолит-габброноритовая серия пород, характерная для северной и центральной частей массива; 2) биотитсодержащие амфибол-оливиновые габброиды со слабым изменением меланократовости, расположенные в южной части массива. В породах обеих фаз обнаружена сульфидная минерализация, пространственно приуроченная к контакту между фазами.

Возраст внедрения двух фаз массива Орцог-Ула

В ходе изучения массива нами были продатированы породы обеих фаз. Из оливинового мезогаббро второй фазы были выделены монофракции цирконов, по которым U-Pb методом получен их возраст. Возраст равен 272 ± 2 млн. лет и соответствует ранней перми. Все выделенные зерна (рис. 2) имеют отчетливое зонально-секториальное строение, что указывает на их магматическое происхождение и кристаллизацию из базитового расплава.

Для пород обеих фаз дополнительно были выполнены ³⁹Аг-⁴⁰Аг исследования амфиболов: из оливинового мезократового габбро первой фазы и биотитов из оливинового биотит-содержащего мезогаббро второй фазы. В спектрах роговой обманки и биотита были выделены плато, характеризующиеся 96 % выделенного ³⁹Аг, соответствующие возрастам 278,7±2,5 млн лет для первой фазы и 257,3±6,5 млн лет - для второй. Полученные возраста соответствуют границе ранней и средней перми. Таким образом, полученные данные позволяют относить время формирования интрузии Орцог-Ула к пермскому периоду, а не к ранепалеозойскому, как считалось ранее (Изох и др., 1990). Возраст биотита второй фазы, соответствует времени закрытия изотопной системы при медленном остывании интрузива.

Минералого-петрографическая характеристика пород интрузива Орцог-Ула

Для пород первой фазы характерна первично-магматическая расслоенность, обусловленная чередованием плагиоперидотитов, троктолитов, оливиновых габброноритов и габбро различной степени меланократовости и анортозитов. Нижние части каждого ритма сложены более лейкократовыми породами, а верхние меланократовыми. Каждый ритм заканчивается меланотроктолитами или оливиновыми меланогаббро, иногда перидотитами. Такое строение ритмов не является типичным изменением меланократовости габброидов в расслоенных интрузивах и может быть интерпретировано как опрокинутое залегание пород в результате тектонических событий.

Перидотиты представлены плагиогарцбургитами и лерцолитами, характеризующиеся гипидиоморфной структурой местами переходящую в пойкилитовую. В гарцбургитах кроме оливина встречаются изометричные, иногда чуть вытянутые зерна (до 2 мм) ортопироксена (#Mg = 64-80%). Ксеноморфные зерна плагиоклаза находятся в интерстициях оливина и иногда образуют каемки вокруг ортопироксена. В лерцолитах присутствует клинопироксен (15 об. %), соответствующего диопсиду и авгиту (#Mg = 73-88%). Плагиоклаз встречается в виде единичных зерен.

Троктолиты слагают верхние части ритмов массива Орцог-Ула. Породы состоят на 60 об. % из идиоморфного оливина, обычно замещенного серпентином и хлоритом и на 25 об. % из плагиоклаза (An₉₄), второстепенные минералы - Орх и Срх.

Габбронориты изменяются по содержанию плагиоклаза от мелано- (28 об. %) до лейкократовых (73 об. %). Встречаются как оливиновые, так и безоливиновые породы. В редких случаях зерна оливина имеют мелкие включения (до 0,25 мм) зеленой шпинели (герцинита). Вокруг Орх отмечаются каемки Срх, которые обычно формируют пойкилитовую структуру с хадакристаллами Орх и Pl. Плагиоклаз часто образует лейсты, и структура породы меняется от габбровой до габброофитовой.

Оливиновые габбро являются самыми распространенными породами массива Орцог-Ула. Также, как и габбронориты, они подразделяются на мелано-, мезо- и лейкократовые. Наиболее типичные – мезократовые оливиновые габбро, редко встречаются амфиболизированные габбро. В оливиновых габбро присутствует Орх, если его количество превышает 5 об. %, то породы переходят в оливиновые габбронориты. Часто встречаются роговообманковые оливиновые габбро, из-за присутствия магнезиальной роговой обманки (#Mg 77,3-94,9% ^{IV}A1 0,6-0,2%, Ti 0,08-0,04%). Анортозиты - породы, содержащая более 90 об. % основного плагиоклаза (An₆₅₋₉₀) находятся в нижних (в современных координатах) частях ритмов. Вблизи трещин плагиоклаз замещается соссюритом. Порода характеризуется аллотриоморфнозернистой структурой. Анортозиты характеризуются наибольшей степенью изменения пород.

Вторая фаза состоит из оливиновых габброноритов и оливиновых габбро, для которых содержание плагиоклаза и, следовательно, степень дифференциации, представлена незначительно. В отличие от пород первой фазы габброиды второй фазы характеризуются присутствием биотита (до 10 об. %). Биотит встречается в виде чешуйчатых кристаллов и образует пойкилитовую структуру с хадакристаллами Орх и Pl. Амфибол также формирует пойкилитовую структуру образуя вытянутые, ксеноморфные кристаллы. К акцессорным минералам ультрамафит-мафитовых пород второй фазы массива Орцог-Ула относится апатит.

В целом смена кумулусных минеральных парагенезисов в процессе кристаллизации пород происходила по следующей схеме: Ol \rightarrow Ol + Pl \rightarrow Ol + Pl + Opx \rightarrow Ol + Pl + Opx + Cpx. Оливин является первой ликвидусной фазой. По составу он отвечает хризолиту: Fo₆₃₋₈₃ для 1-ой фазы и Fo₇₃₋₈₂ - для 2-ой. Плагиоклаз – наиболее распространенный минерал, является второй ликвидусной фазой. Он присутствует во всех породах массива в различных количествах (от 5 об. % в плагиоперидотитах до почти 100 об. % в анортозитах). Его основность (100*Ca/(Ca+Na+K)) варьирует от 65 до 98% для пород 1-ой фазы и 72-96% для габброидов 2-ой фазы, что соответствует анортиту, битовниту и лабрадору. Далее образовался ортопироксен, затем клинопироксен. Среди амфибола, в породох обеих фаз чаще всего встречается ряд от магнезиальной роговой обманки до чермакита (Leake et al., 1997) для пород первой фазы. В породах второй фазы амфибол по своему составу образует ряд от паргасита до чермакита. Биотит присутствует только в породах второй фазы.

Для моделирования в программе COMAGMAT за родоначальный состав расплава был принят средний состав пород, который соответствует пикробазальту: ультроосновному для 1-ой фазы и основному для 2-ой (Петрографический кодекс, 2009). Средний состав пород был использован для оценки достоверности рассчитанных составов родоначальных расплавов, а также термодинамических и динамических параметров. На диаграммах петрогенных элементов модельные составы оказались сопоставимыми с реальными составами пород массива.

Оказалось, что при одинаковых концентрациях MgO в модельных расплавах обеих фаз содержания TiO₂ и щелочей существенно различалось, что свидетельствует о некомагматичности этих двух фаз. Исходными для первой и второй интрузивных фаз являются высокомагнезиальные пикробазальтовые магмы с рассчитанными близкими концентрациями MgO 16,21 мас. % и 16,17 мас. % в расплавах. Расплав второй фазы отличается более высокими содержаниями Na, K и Ti.

Согласно проведённым расчётам, смена кумулусных минеральных парагенезисов во время эволюции магмы в магматической камере происходила по схеме: $Ol \rightarrow Ol + Pl \rightarrow Ol + Pl + Opx + Cpx$, что в целом соответствует выше представленной схеме смены парагенезисов кумулусных минералов в породах массива.



Рис. 1. Геологическая схема строения северного склона Хангайского нагорья и массива Орцог-Ула с авторскими дополнениями: 1 - четвертичные отложения; 2 - осадочные терригенные породы (PZ₃- MZ₂); 3 - базальты (PZ₃); 4 - зеленые сланцы $(R₃- <math>C_i$); 5 - карбонатные породы (R₃- C_i); 6 - интрузии тамирского комплекса (PZ₁); 7 - кристаллические сланцы и гнейсы; 8 - габбро и габбронориты второй фазы; 9-10 - породы первой фазы: 9 - оливиновые габбро, габбронориты и троктолиты; 10плагиоперидотиты и меланотроктолиты; 11- габброиды с сульфидной вкрапленностью; 12- опрокинутое залегание пород; 13- контакт между фазами; 14- разлом.



Рис. 2. Морфология, внутренне строение и возраст зерен цирконов из габброидов второй (В13057) фазы массива Орцог-Ула; нижняя строка - отраженный свет, верхняя строка - катодолюминесценция.



Рис. 3. Содержание в породах первой и второй фазы массива Орцог-Ула MgO относительно $Al_2O_3(a)$, $Na_2O+K_2O(6)$, $TiO_2(6)$, $P_2O_5(c)$.



Рис. 4. а) Спектр РЗЭ нормированные по хондриту СІ (Boynton, 1984); б) Мультиэлементный спектр, нормированный на состав примитивной мантии (McDonough, 1992).

Петрохимическая характеристика пород интрузива Орцог-Ула

По своему составу породы относятся к ультраосновным и основным. С увеличением содержания SiO_2 и уменьшением MgO в породах обеих фаз повышается содержание щелочей, что свидетельствует о тенденции накопления их в ходе развития магматической системы. По мере увеличения содержания кремнезема в породах первой и второй фаз вместе с увеличением щелочности увеличиваются содержания Al_2O_3 и TiO₂. С уменьшением содержания MgO возрастают концентрации Al_2O_3 (рис. 3 а) и CaO, что обусловлено фракционированием оливина и плагиоклаза.

На диаграмме MgO - сумма щелочей (рис. 3 б) наблюдается отрицательная корреляция между этими параметрами для пород первой фазы, а фигуративные точки составов пород второй фазы образуют отдельное поле. Породы 2-ой фазы отличаются от пород 1-ой фазы более высокими содержаниями щелочей, особенно К₂О (до 0,8 мас.% против 0,2 мас.%), а также P₂O₅, TiO₂ (до 0,06 и 0,5 мас. %, соответственно) при содержании MgO 17-21 мас. % (рис. 3 в-г). При одинаковом содержании MgO, содержания некогерентных элементов сильно различаются, следовательно, породы обеих фаз не могут являться производными одного расплава и быть результатом одного расплава. Насыщенность пород второй фазы титаном, фосфором и щелочами, особенно калием, отражается в их минеральном составе - обогащении биотитом, акцессорными минералами (апатит, Ті-магнетит), а также в присутствии Ті-содержащего клинопироксена (ТіО, до 0,56 мас.%).

Геохимическая характеристика пород

Для исследования редкоэлементного состава пород были отобраны представительные образцы по нескольким разрезам, и относящиеся к разным группам по основности и меланократовости. Полученные спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные на хондрит CI (Boynton et al., 1984), для всех пород имеют сходные характеристики, отличаясь уровнем концентраций элементов (рис. 4 а). В основном для пород характерен слабый отрицательный наклон с небольшим обогащением LREE $((La/Yb)_{N} = 2.24-$ 3.05), более заметный для пород 2-ой фазы, и плоский спектр для HREE. Для пород с меньшим содержанием плагиоклаза наблюдается положительный наклон из-за деплетирования LREE ((La/Yb)_N = 0.53-0.98). На диаграмме наблюдается положительная Ей аномалия различной интенсивности, которая определяется различным модальным содержанием плагиоклаза. В расслоенной серии пород 1-й фазы внедрения наблюдается общее увеличение концентраций РЗЭ от плагиоперидотитов до Ol-меланогаббро. Биотит-содержащие рудоносные мезогаббро 2-й фазы характеризуются максимальными содержаниями РЗЭ.

На мультиэлементных спектрах, нормированных по примитивной мантии (McDonough, 1992), достаточно отчетливо выделяются общие особенности для всех пород массива Орцог-Ула (рис. 4 б). В целом выделяются положительные аномалии Cs, Sr, Eu (Eu/Eu* = 1,2 до 3,8), а также отрицательные аномалии по высокозарядным элементам HFSE, таким как Ta, Nb, Zr, Hf и Ti. Породы 2-ой фазы характеризуются более высокими содержаниями некогерентных и LILE (Rb, Ba, Cs, U, Th) элементов в целом относительно пород 1-ой фазы. Таким образом, распределение РЗЭ и РЭ подтверждает петрологические выводы о том, что исходный расплав второй фазы внедрения является более фракционированным по сравнению с расплавом первой фазы.

Данные по Sm-Nd отношениям в породах двух фаз были получены методом TIMS. Результаты показали, что породы первой фазы имеют положительный єNd (270Ma) равный 13,5, а породы второй фазы – отрицательный єNd (270Ma) равный минус 4,3. Такие показатели єNd свидетельствуют о существовании двух источников расплава для образования фаз массива: в первом случае-деплетированного, во втором – обогащенного.

Обсуждение полученных результатов

На основании анализа геологических и минералого-петрографических данных в породах 1-ой фазы выделяются 5 ритмов, в верхних частях которых лежат меланократовые габброиды или ультрамафиты, а нижняя часть каждого ритма сложена лейкократовыми габброидами. Такое распределение пород в расслоенной серии свидетельствует об опрокинутом залегании массива, так как при кристаллизационной дифференциации в массивах с нормальным залеганием от основания к верхней части ритмов меланократовые породы сменяются более лейкократовыми (Уэйджер и Браун, 1970). Опрокинутое залегание пород массива не противоречит установленным ранее геологическим данным. На геологической карте L-48-I,II (Хосбаяр и др., 1987) показано, что в исследуемом регионе присутствует складчатость с опрокинутым залеганием в раннем протерозое, в карбоновой и триасовой системах раннего мезозоя. Это означает, что породы данного региона, в том числе массив Орцог-Ула также были вовлечены в формирование складчатости. Следовательно, выявленное нами по петрографическим признакам опрокинутое залегание пород массива согласуется с масштабными структурами данного региона.

Обычно в ритмично-расслоенных интрузивах в каждом отдельном ритме вверх по разрезу содержание MgO плавно уменьшается. При переходе к следующему ритму содержание магния скачкообразно увеличивается. При изучении массива Орцог-Ула было установлено, что при движении вверх по разрезу (в современных координатах) в отдельном ритме содержание MgO монотонно увеличивается. Если не считать, что массив Орцог-Ула находится в опрокинутом залегании, то другая причина уменьшения меланократовости пород вверх по разрезу могла бы быть более ранняя кристаллизация плагиоклаза по сравнению с оливином. Но это противоречит петрографическим наблюдениям, поскольку нигде в массиве не наблюдается ранних идиоморфных кристаллов плагиоклаза в меланократовых породах. Таким образом, можно подтвердить вывод об опрокинутом залегании расслоенной серии массива Орцог-Ула вместе с вмещающими породами.

Возраст пород массива Орцог-Ула был определен впервые, и он не соответствует тем данным, которые приведены на геологической карте (раннепалеозойский). Возраст первой фазы получен Ar-Ar методом (по магнезиальной роговой обманке) и соответствует 278 ± 2.5 млн лет. Возраст второй фазы по Ar-Ar (по биотиту) соответствует 257 ± 6.5 млн лет и по U-Pb (по циркону) - 272 ± 2 млн лет. Разница возрастов второй фазы, полученных различными методами, соответствует 7-15 млн. лет. Существует два объяснения этому расхождению. Во-первых, можно предположить различие во времени закрытия изотопных систем, что возможно либо при медленном остывании интрузива, либо при повторном прогревании массива до более низких температур. Во-вторых, можно было бы предположить ксеногенность цирконов (захваченны из вмещающих пород). В этом случае, возраст цирконов будет показывать нижнюю временную границу пород второй фазы, которая является не древнее, чем 272 ± 2 млн лет. Поскольку возраст пород первой фазы соответствует 278 ± 2.5 млн лет, то временной разрыв между фазами соответствует 1.5 – 10.5 млн лет.

Таким образом, полученные данные позволяют относить время формирования интрузии Орцог-Ула к пермскому периоду. Необходимо отметить, что именно этому временному интервалу отвечают Номгонский массив (256±2.1 млн лет) и базиты первой фазы селенгинского комплека в Орхон-Селенгинском прогибе (Изох и др., 1998). Известно, что Номгонский массив и селенгинский комплекс обогащены платиноидами (Изох и др. 1992, Сотников и др., 1995), значит, есть все основания предположить, что массив Орцог-Ула также относится к платиноносному комплексу. Все вышеперечисленные массивы локализуются в одной структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП).

Породы первой и второй фаз при близких содержаниях MgO значительно отличаются содержаниями некогерентных элементов. Во-первых, на вариационных диаграммах (MgO/ Na₂O+K₂O) составы пород разных фаз образуют разобщенные тренды (рис. 3.). Высокие содержания Na₂O+K₂O, TiO₂, Р₂О₅ наблюдаются в породах второй фазы из-за наличия в них биотита, Ті-содержащего клинопироксена и апатита. Породы 2-ой фазы характеризуются максимальными содержаниями REE, LILE и других РЗЭ (исключение Sr, Eu) относительно пород первой фазы (рис. 4). Поэтому было обосновано, что фазы не могут быть производными единого расплава и быть результатом единого процесса фракционирования. Данные по изотопии показывают положительную єNd для пород первой фазы и отрицательную для второй фазы. Это также подтверждает невозможность последовательной кристаллизации пород обеих фаз путем их фракционирования из единого расплава. Каждая из фаз имела собственный источник расплава. Судя по присутствию во второй фазе пород с более высоким содержанием TiO, (до 0,6 мас.%), с повышенной щелочностью (до 1,8 мас.%) пород и по отрицательному значению єNd (-4,3) первая имеет деплетированый источник, а вторая - обогащенный (єNd =13,5) (White & Hofmann, 1982).

При фракционировании пикробазальтовых расплавов с разными содержаниями щелочей и титана программой СОМАGМАТ получаются породы по составам соответствующие породам массива Орцог-Ула. Во второй фазе образуются высокотитанистые габброиды с повышенной щелочностью. При математическом моделировании родоначальных расплавов для обеих фаз массива Орцог-Ула по среднему составу пород каждой из фаз были выявлены закономерности, которые сопоставимы с реальными данными на исследованном объекте.

Заключение

В ходе исследования массива Орцог-Ула был изучен состав пород и выявлены петрографические, минералогические, геохимические и изотопно-химические особенности. В результате исследуемый массив расположен в структурном блоке с опрокинутым залеганием. Породы массива Орцог-Ула имеют две фазы внедрения с пермскими датировками возрастов: первая фаза 278±2.5, вторая фаза 272±2 млн лет. Различия в содержании некогерентных элементов при одинаковых концентрациях MgO для двух фаз свидетельствует о том, что исходные расплавы для каждой фазы образовались из различных мантийных источников. По изотопным данным: первая фаза с єNd (270Ma) =13,5 образовалась из деплетированного источника, а вторая с єNd (270Ma) = -4,3 из обогащенного. Рассчитанные исходные расплавы для первой и второй интрузивных фаз относятся к высокомагнезиальным пикробазальтовым магмам, где концентрации MgO в расплавах равны 16,21 мас.% (1 фаза) и 16,17 мас.% (2 фаза). Расплав второй фазы отличается более высокими концентрациями редкоземельных элементов, легких редких элементов (Rb, Ba, Cs, U, Th), а также содержаниями Na, K и Ti, за счет чего вторая фаза представлена высокотитанистыми габброидами с повышенной щелочностью.

Авторы выражают благодарность сотрудникам лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций ИГМ СО РАН за ценные советы и практическую помощь в работе над фактическим материалом. Признательны всем аналитикам Н.Г. Кармановой, О.С. Хмельниковой, А.Н. Ларионовой, Д.С. Юдину и С.А. Серову за помощь в осуществлении аналитических исследований. Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 16-35-00100, 16-05-00980).

Список литературы

- Журавлев А.З., Журавлев Д.З., Костицын Ю.А., Чернышов И.В. Определение самарий-неодимового отношения для целей геохронологии // Геохимия. 1987. № 8. С. 1115-1129.
- Изох А.Э., Майорова О.Н., Лаврентьев Ю.Г. Минералы платиновых металлов в Номгонском троктолит-анортозит-габбровом интрузиве (МНР) // Геология и геофизика. - 1992. № 1. С. 104-110.
- Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимическин особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1565-1577.
- Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л. Габброидные формации Западной Монголии // Новосибирск. Наука. 1990. 269 с.
- Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) // Геохимия. 2008. № 10. С. 1085-1091.
- Поляков Г.В., Изох А.Э, Богнибов В.И. Раннепалеозойская формация расслоенных перидотит-пироксенит-габбро-норитовых массивов Северо-Западной Монголии // Геология и геофизика. 1984. С. 50-62.
- 7. Петрографический кодекс. Санкт-Петербург: 2009. 160 с.
- Сотников В. И., Пономарчук В. А., Берзина А. П., Травин А.В. Геохронологические рубежи магматизма медно-молибден-порфирового месторождения Эрдэнэтуин-Обо (Монголия) // Геология и геофизика. 1995. Т. 6. № 3. С. 78-89.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы // М.: Мир. 1970. 552 с.
- Хосбаяр П., Бямба Б., Биндерья Т., Гансух З. Геологическая карта, Угийнуурский район L-48-I, II масштаб: 1:200000. 1987.
- Ariskin A.A., Frenkel M.Yr., Barmina G.S., Nielsen R.L. Comagmat: a fortran program to model magma differentiation processes // Computers&GeoSci. 1993. v. 19. №8. p. 1155-1170.
- 12. Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. Rare earth element geochemistry. Henderson P. Ed. // Elsevier. 1984. p. 63-114
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., and Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association. Commission on New Minerals and Mineral Names // American Mineralogist. 1997. v. 82. p. 1019–1037.
- McDonough W.F., Sun S.S., Ringwood A.E., Jagoutz E. and Hofmann A.W. Potassium, Rubidium and Cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1992. v. 56 (3). p. 1001-1012.
- White W. M., and Hofmann A. W. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle geochemistry // Nature. 1982. v. 296 p. 821-825.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ «АМЕТИСТОВОЕ»

Шарафиева К.Р., Сигаев А.Е*.

Томский государственный университет,

*вед. геолог АО «Золото Камчатки», Аметистовое месторождение

Месторождение «Аметистовое» относится к эпитермальным (низкотемпературным) золото-серебряным месторождениям. Его глобальная тектоническая позиция определяется принадлежностью к островным магматическим дугам. Месторождения такого типа широко распространены в Тихоокеанском вулканическом поясе и разрабатываются на Камчатке, в Японии, на Филиппинах, Фиджи, в Папуа Новая Гвинея и восточной Австралии, а с другой стороны Тихого океана – в США, Перу, Чили [1].

Геологическое строение

Геологическое строение региона обусловлено широким распространением магматических ассоциаций, отвечающим проявлению интрузивных, субвулканических и вулканических комплексов в широком временном интервале от позднего мела до миоцена. Последние события вулканизма, во многом отвечают за формирование рудоносности исследуемого объекта.

Позднемеловые интрузивные и субвулканические образования отвечают следующим формационным типам:

 ачайваямский базальтовый комплекс представлен покровными и субвулканическими фациями. Первые образуют потоки (мощностью до 100–140 м) базальтов, андезитов, дацитов. Субвулканические образования отвечают по своему составу базальтам и трахибазальтам;

2) вывенский комплекс дунит-клинопироксенит-габбровый., в котором объединены интрузивные породы от ультраосновного до основного состава. Петротип комплекса находится на листе P-58-XXIX в междуречье Ветвей-Тапельваям, где выделено три фазы становления массивов. На исследуемой площади проявлены только образования второй и третьей фазы:

 вторая фаза становления представлена клинопироксенитами:

 третья фаза становления объединяет интрузии габбро, а также единичные дайки пегматоидного габбро или собственно габбро;

 энынгваямский гранодиорит-габбровый комплекс представлен интрузивными телами габбро-диоритов, диорит-пофиритов и диоритов [4].

Палеоген, эоцен-олигоценовые субвулканические образования, характеризуемого Тклаваямского рудного района соответствуют только одному формационному типу:

 уннейский комплекс риолит-дацитовый. Образования комплекса представлены покровными и субвулканическими фациями. Первые образуют потоки риолитов, риодацитов, дацитов, дациандезитов. Субвулканические образования представлены риолитами [4].

Олигоценовые субвулканические и интрузивные образования того же района, отвечающие за основной объем рудной минерализации представлены следующими комплексами:

 ичигинский дацит-андезитовый комплекс представлен покровными и субвулканическими фациями. Первые образуют потоки андезитов, дацитов, дациандезитов, риодацитов. Субвулканические образования – базальтами, андезибазальтами, диорит-порфиритами, телами пестрого состава андезитов и диорит-порфиритов, дациандезитами, дацитами, андезитами, риодацитами, риолитами, занимают площадь 53,1 км².

 утгинайский дацит-риолитовый комплекс соответсвует покровным и субвулканическим фациям. Первые образуют потоки риолитов, риодацитов и дацитов. Субвулканические образования представлены единичными дайками риолит-пофиров и дацит-порфиров.

 корякский диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс представлен штоками гранодиоритов, штоками и дайками гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров общей площадью 20,9 км²[4].

Миоценовые субвулканические и интрузивные образования могут быть объедены в два магматических комплекса:

 ветроваямский андезитовый комплекс, соответствующий покровным и субвулканическим фациям. Первые образуют потоки андезитов, андезибазальтов, базальтов. Субвулканические образования представлены андезитами, дацитами и риолитами.

 малетойваямский комплекс монцонит-диоритовый, представленный кварцевыми диоритами и кварцевыми диорит-порфиритами [4].

Месторождение Аметистовое размещается в пределах Тклаваямской вулкано-тектонической структуры (ВТС), расположенной в северо-западной части Корякско-Западно-Камчатской структурно-формационной зоны (СФЗ). СФЗ ограничивается глубинными разломами - Куюльско-Парапольским на северо-западе и Вывенским на юго-востоке. В строении СФЗ участвуют дислоцированные отложения мелового фундамента и палеогеновые образования Корякско-Западно-Камчатского вулканогенного пояса (Рис. 1). Меловой фундамент представлен вулканогенно-кремнистыми образованиями (низы разреза) и флишоидными отложениями, состоящими из алевролитов, аргиллитов и песчаников с увеличением роли последних к верхам разреза. Палеогеновые образования с резким угловым несогласием перекрывают структуры мелового фундамента. [2].

Палеогеновые вулканиты Ичигин-Уннейваямской вулкано-тектонической депрессии, являющейся одной из основных структур Корякско-Западно-Камчатской СФЗ, слагают Корякскую вулкано-плутоническую ассоциацию. В составе этой ассоциации выделяются два контрастных магматических комплекса: Ичигинский субвулканический среднего состава и Уннейский вулкано-интрузивный комплекс кислого состава, имеющие различную металлогеническую специализацию.

Ичигинский субвулканический комплекс сложен породами преимущественно среднего состава, которые распространены в северо-западной и западной частях района, т.е. на площади Тклаваямской вулкано-тектонической структуры (ВТС) и ближайшей ее периферии. Здесь он представлен покровной, экструзивно-жерловой и субвулканической фациями. С ичигинским субвулканическим комплексом связано золото-серебряное оруденение Аметистового месторождения. Уннейский комплекс слагает нижние горизонты ВТС. На поверхности он распространен в южной части ВТС.



Рис. 1. Структурно- формационная схема района Аметистовое месторождение. Составлена по материалам: Зайцев В.П. 1994 г. ф. (вне масштаба) [7]

Андезиты ичигинского комплекса, выделяемые в качестве стратиграфического подразделения, соответствует всему объему третьей группы покровов вулканитов среднего состава [3]. В настоящей работе используются стратиграфические и магматические подразделения, принятые для Аметистового месторождения.

Вещественный состав руд

По вещественному составу руды месторождения можно отнести к золото-аргентитовому минеральному типу золото-серебряной формации. Они образуют продуктивный золото-каолинит-хлорит-сульфидно-кварцевый комплекс, в рамках которого выделяются две минеральные ассоциации с примерно одинаковой промышленной ценностью, соответствующие двум природным типам руд:

1 – золото-каолинит-кварцевая минеральная ассоциация широко распространена на верхних горизонтах месторождения. Она сложена в основном кварцем, в малом количестве встречаются кальцит, серицит, адуляр. Количество рудных минералов не превышает 1-3%, главным является пирит, отмечаются галенит, сфалерит, в меньшей степени халькопирит [6]. Золото-серебряное отношение колеблется в широких пределах - от 1:3 до 1:100.

2 – золото-хлорит-сульфидно-кварцевая минеральная ассоциация слагает значительную часть всех рудных тел, особенно на нижних горизонтах.

Минеральный состав ассоциации является постоянным. Кроме главных минералов ассоциации - кварца и хлорита, среди жильных минералов отмечаются кальцит, адуляр, серицит. В числе рудных минералов (3-4%) преобладает пирит, менее распространены сфалерит, галенит, халькопирит [6].

Два выделяемых типа руд обуславливаются значительным сходством, которое представлено в близости содержаний благородных металлов и в преобладании свободной тонкой вкрапленности золота в кварцевой матрице, что позволяет отнести руды к единому технологическому типу. Это подтверждается результатами фазовых анализов и технологическими исследованиями.

Главными породообразующими минералами являются: кварц, составляющий от 60 до 95% объема руд, глинистые минералы группы каолинита (до 6,0-9,0%), минералы группы хлорита (до 10,0%), серицит и гидрослюды (до 6,0-22,0%), калиевый полевой шпат (от 1,0 до 30%). При этом кварц, хлорит и каолинит являются главными минералами продуктивных ассоциаций, а серицит и калиевый полевой шпат связаны с реликтовыми включениями обломков метасоматитов.

Рудные минералы представлены, в основном, пиритом, сфалеритом, галенитом и, в меньшей степени, халькопиритом.

Самородное золото – главный промышленный минерал руд, концентрирующий практически все золото и значительную часть серебра, чаще всего находится в рудах в виде тончайшей вкрапленности в кварцевых агрегатах, реже в сульфидах. Наиболее крупные частицы золота (до 0,2-0,5 мм) обычно приурочены к кварцу, в сульфидных агрегатах размеры частиц золота, как правило, не превышает 0,1 мм, но основная масса золота (более 80%) приходится на класс крупности менее 30 мкм. Пробность золота варьирует в широких пределах от 465 до 875, составляя в среднем 700.

Серебро на месторождении является попутным полезным компонентом в рудах и относится ко II группе. От 35 до 80% серебра содержится в золоте. На нижних горизонтах в золото-хлорит-сульфидно-кварцевой ассоциации преобладает изоморфная форма вхождения серебра в сульфиды и, прежде всего, в галенит и сфалерит. Повышенные концентрации серебра относительно средних по месторождению устанавливаются в рудных телах северо-западной части месторождения [6].

Характеристика зоны окисления

Зона окисления охватывает приповерхностную часть рудных тел. Ей соответствуют окисленные и частично окисленные руды золото-каолинит-кварцевой минеральной ассоциации.

Интенсивность окислительных процессов тесно связана с тектонической и гидротермальной проработкой руд и пород, вещественным составом жил и вмещающих пород. Наиболее ярко зона окисления проявлена в мощных зонах разрывных нарушений, превращенных гипергенными процессами в зоны каолинитовых глин. Граница между окисленными и первичными рудами нечеткая, размытая, условная, переход постепенный. В окисленных рудах нередки шлиры хлорит-сульфидно-кварцевого состава [6].

Распределение окисленных и первичных руд в рудных

телах сложное, характеризуется местами частой перемещаемостью, в связи с чем селективная выемка руд представляется затруднительной. Проведенными технологическими испытаниями установлена принадлежность руд золото-каолинит-кварцевой и золото-хлорит-сульфидно-кварцевой минеральных ассоциаций, представляющих собой, соответственно, окисленные и первичные руды, к единому технологическому типу. В связи с обозначенными факторами раздельный подсчет запасов для окисленных и первичных руд не проводился.

Первичные сульфиды в зоне окисления частично, а иногда и практически полностью замещены, а именно: пирит - оксидами железа и ярозитом, сфалерит – смитсонитом, галенит – церусситом, халькопирит – борнитом и халькозином [3]. Сопоставление результатов опробования окисленных и первичных руд существенных различий в распределении полезных компонентов не выявляет, что объясняется приуроченностью основной массы золота к устойчивым в зоне окисления кварцевым агрегатам.

Заключение

Как видно, месторождение «Аметистовое» характеризуется значительными запасами золота и серебра. Геологические запасы золота, принятые на государственный баланс, изменялись с течением времени с 96,5 тонн золота до 76,5 тонн, а затем до 53,5 тонн, что, вероятно, было связано с изменением параметров кондиций, принимавшихся для подсчета запасов.

Тем не менее, оценка балансовых запасов месторождения в 100 т. золота и 240 т. серебра (1989г.) была сделана, и запасы были даже поставлены на госбаланс.

Не имея никаких других источников информации об объекте, кроме указанных ниже в списке литературы, первоначальную оценку запасов месторождения в 100 тонн золота можно принять как возможную, на которую можно ориентироваться при оценке перспектив объекта [3].

Список литературы

- Арлюкова К.Р. Основные черты геохимии зональных метасоматитов и золото-кварцевых жил месторождения Аметистовое (Камчатка), 2016 г. 144с.
- Зайцев В. П., Федосеева М. Е. (отв. исполнители). Геологическое строение и оценка промышленного значения золото-серебряного месторождения Аметистовое Тклаваямского рудного поля. Отчет по результатам детальной разведки центральной части Аметистового золоторудного месторождения за 1991–1994 гг. – 1994.
- ТЭО постоянных разведочных кондиций месторождения «Аметистовое» с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.2013 г. для комбинированного способа отработки. ООО «Ореол», ФГУП «Гипроцветмет», Москва, 2013 г.
- Петренко И. Д. Золото-серебряная формация Камчатки. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата г.-м. наук / Петропавловск-Камчатский, 2044. – 25 с.
- Васин В. Н. Результаты работ по составлению легенды Ветвейской серии листов Государственной геологической карты СССР масштаба 1:50000. Отчет Ветвейской партии за 1986-1989 гг. – Корф, 1989.
- Сагир А.В. Геологическое строение и перспективы золото- серебряного месторождения Аметистовое, Акционерное общество «Аметистовое», 2015 г.
- 7. Карта Камчатского края [http://russia-karta.ru/]

МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ ПОТЕНЦИАЛ УЛЬТРАМАФИТОВОГО И МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАГМАТИЗМА КАНСКОЙ ГЛЫБЫ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Юричев А.Н.

Томский государственный университет, Томск, juratur@sibmail.com

В статье показаны различные формационные типы мафит-ультрамафитовых массивов Канской глыбы северо-западной части Восточного Саяна, которые объединены в четыре комплекса: кингашский, идарский, талжинский и кулибинский. Рассматривается их минерагеническая специализация и дается оценка перспективности обнаружения в них промышленных концентраций Си, Ni, ЭПГ, Au, Ag и Cr.

The different formational types of mafic-ultramafic massifs of the Kansk block located in northwestern part of Eastern Sayan, that combined in four complexes: kingashsky, idarsky, talazhinsky and kulibinsky, are shown in paper. Discusses their mineragenic specialization and assessment of the prospects of detect in them industrial concentrations of Cu, Ni, PGE, Au, Ag, and Cr.

Введение

Среди наиболее значимых событий нескольких последних десятилетий в сфере развития минерально-сырьевой базы высоколиквидных полезных ископаемых России является выявление Восточно-Сибирской металлогенической провинции с многочисленными, в том числе и промышленными, платинометалльно-медно-никелевыми месторождениями и рудопроявлениями, связанными с докембрийскими ультрамафитовыми и мафит-ультрамафитовыми комплексами в пределах юга Красноярского края и юго-запада Иркутской области (Поляков и др., 2013).

В северо-западной части Восточного Саяна выходы пород раннего докембрия распространены в пределах Бирюсинского и Канского выступов фундамента Сибирской платформы, а также в Дербинском антиклинории Восточно-Саянской складчатой системы. Исследование этих структур показало, что Канская глыба по своему внутреннему строению, набору и составу геологических формаций, характеру магматизма и особенностям металлогении весьма сходна с типичными раннедокембрийскими зеленокаменными поясами древних кратонов (Ножкин, 1985). Размеры глыбы примерно 200×(15-50) км. В ее строении принимают участие метаморфизованные преимущественно вулканогенные троговые комплексы, включающие протрузии и интрузии ультрамафит-мафитового состава, мигматит-гнейсовые купола и гранодиорит-плагиогранитные массивы, а также гнейсы и гранитоиды основания (рис. 1).

При проведении ранее геолого-съемочных и прогнозно-металлогенических работ, тематических исследований на территории Канской глыбы среди метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ были выявлены многочисленные ультрамафитовые и мафит-ультрамафитовые тела, в которых неоднократно отмечалась рудная минерализация меди, никеля и благородных металлов (Геология..., 2010; Платиноносность..., 1985; Корнев и др., 2004; Чернышов, Юричев, 2012). Они были отнесены к четырем формационным типам и объединены в четыре комплекса: реститовый – идарский дунит-гарцбургитовый и магматические – кингашский дунит-верлит-пикритовый, талажинский плагиодунит-троктолит-габбро-анортозитовый и кулибинский перидотит-пироксенит-габбровый (рис. 1).

Структурная позиция, генезис, формационная принадлежность и металлогеническая специализация данных комплексов остаются дискуссионными до настоящего времени.

В статье рассматривается рудная минерализация, изученная в породах выделенных ультрамафитовых и мафит-ультрамафитовых комплексов, с целью ориентации их минерагенической специализации и оценки степени перспективности обнаружения в них промышленных концентраций Cu, Ni, ЭПГ, Au, Ag и Cr.

Краткая геологическая характеристика исследуемых объектов

Кингашский дунит-верлит-пикритовый комплекс (PR₁ по (Схемы..., 2002), R₁ по (Гертнер и др., 2009) представлен линзовидными телами размером от нескольких десятков метров до 15 км при мощности от первых метров до 100 м и более, которые, обычно, имеют северо-западное простирание и развиты в составе отложений караганского комплекса. Характерной особенностью пород кингашского комплекса является наличие в них кумулятивных и бластопорфировых структур, свидетельствующих об их образовании в гипабиссальных и субвулканических условиях (Чернышов и др., 2004).

Наиболее представительным и эталонным объектом этого комплекса является Кингашский массив, который неоднократно изучался многими исследователями (Гертнер и др., 2009; Глазунов и др., 2003; Князев, 2004; Путеводитель..., 2001; Радомская, Глазунов, 2009; Радомская, 2012; Цыпуков и др., 1993; Шведов и др., 1997; Юричев, Чернышов, 2015б; Юричев и др., 2016 и др.) и является рудовмещающим для одноименного Pt-Cu-Ni месторождения. Кингашский мафит-ультрамафитовый массив отличается довольно сложным внутренним строением. Несмотря на пристальное к нему внимание, многие аспекты его внутреннего строения и происхождения остаются дискуссионными. Одни исследователи относят его к расслоенным интрузиям (Глазунов и др., 2003; Радомская, 2012), другие считают его субвулканическим телом базальт-коматиитовой формации (Цыпуков и др., 1993; Чернышов и др., 2004), третьи рассматривают его в качестве фрагмента кингашского базальт-коматиитового вулканического комплекса (Корнев, Еханин, 1997; Корнев и др., 2004), четвертые считают, что по формационным признакам массив больше соответствует полигенным комплексам, а не расслоенным интрузиям (Гертнер и др., 2009). Кингашский массив в плане картируется в виде крупной линзы (3×0,7 км), вытянутой в северо-западном направлении, и имеет согласное залегание со структурой пород обрамления. Контакты его с вмещающей толщей тектонические. Массив сложен ультрамафитами и габброидами, со значительным преобладанием первых. Ультрамафиты обнажаются в его северной части, а в южной они перекрываются габброидами.

Согласно нашим исследованиям, ультрамафитовая часть разреза массива сложена, преимущественно, кумулятивными дунитами и их серпентинизированными разностями, при этом верлиты и пикриты пользуются ограниченным распространением. Выделяемые породы не обнаруживает какой-либо стратификации в массиве, а распределяются хаотично. Можно предположить, что образование ультрамафитового тела осуществлялось в магматической камере в условиях активной тектонической обстановки, когда режим сжатия периодически сменялся растяжением. В моменты растяжения, очевидно, происходило пульсационное внедрение в камеру по образовавшимся в ней ослабленным зонам неоднородных по составу ультраосновных расплавов, которые возникли в результате магматической дифференциации в глубинных промежуточных магматических очагах. Габброиды, перекрывающие ультрамафиты, очевидно, представляют собой последующую, оторванную по времени, фазу внедрения, при этом наблюдаемые на контакте ультрамафитов и габброидов клинопироксениты, вероятно, являются реакционными образованиями (Чернышов и др., 2010).

Другие многочисленные массивы ультрамафитов кингашского комплекса также обнаруживают неоднородный петрографический состав. На Верхнекингашском участке они представлены, главным образом, дунитами, их серпентинизированными разностями и являются очень близкими ультрамафитам, слагающим Кингашский массив. На Куевском участке ультрамафиты характеризуются значительным разнообразием петрографического состава. Они представлены дунитами, верлитами, их серпентинизированными разностями и неоднородными по составу метапикритами. На Кусканакском участке среди ультрамафитов кингашского комплекса наиболее распространены, главным образом, различные по составу метапикриты, при подчиненной роли серпентинитов. Такое разнообразие состава ультрамафитов кингашского комплекса на исследуемой территории, вероятно, обусловлено различной степенью дифференцированности исходного магматического расплава пикритового состава и глубиной кристаллизации пород (Чернышов и др., 2010).



Рис. 1. Стратиграфические и магматические образования Канской глыбы (Чернышов, Юричев, 2012). 1 – верхнепалеозойско-мезозойские преимущественно терригенные отложения: карымовская, павловская и кунгусская свиты, 2 – нижнедевонские (возможно частью ордовикские) вулканиты, 3 – ордовикская лейкогранитовая формация: кутурчинский комплекс, 4 – кембро-ордовикские красноцветные терригенные отложения Баджейского прогиба, 5 – венд-нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения, 6 – средне-верхнерифейский плагиодунит-троктолит-габбро-анортозитовый талажинский комплекс, 7 – средне-верхнерифейские осадочно-вулканогенные образования кувайской серии, 8 – познерифейский гранитоидный канский комплекс, 9 – раннепротерозойская-среднерифейская (?) перидотит-пироксенит-габбровая формация: кулибинский комплекс (возможно полихромный, возможно включает массивы рудоносного кингашского комплекса), 10 – раннепротерозойские амфиболит-гнейсовые толци анжинского структурно-вещественного комплекса, 11 – раннепротерозойский моиллекс малых расслоенных дифференцированных массивов, 13 – раннепротерозойский дунит-гардбургитовый идарский комплекс (штоки, дайки, линзы, силы) (часть тел практически не изучены, вероятно, могут принадлежать кингашскому комплексу), 14 – верхнеархейские (?) амфиболитовые (а) и геейсовые (б) толщи караганского комплекса на Канском выступе, 15 – глубинные северо-западные и северо-восточные разломы (а), геологические границы (б).

На врезке положение Канской глыбы в структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы. Выступы кристаллического фундамента платформы: 1 – Ангаро-Канский, 2 – Присаянский. Докембрийские структуры складчатого обрамления: 3 – Каннский, 4 – Арзыбейский, 5 – Дербинский блоки. Разломы (цифры в кружках): 1 – Главный Восточносаянский, 2 – Канско-Агульский.

Идарский дунит-гарцбургитовый комплекс (PR, по (Корнев и др., 2004)) представлен на Канской глыбе более чем 350 мелкими телами чаще линзовидной формы и сложен преимущественно серпентинитами по дунитам и гарцбургитам. Тела комплекса залегают среди отложений караганской серии и в основном приурочены к глубинным зонам разломов (Корнев и др., 2004). Они имеют монотонный состав и иногда характеризуются повышенным содержанием хрома. В большинстве случаев они полностью серпентинизированы и представлены хризотил-антигоритовыми серпентинитами. Характерной особенностью пород является наличие в них гранобластовых и порфирокластовых структур, свойственных для метаморфических образований (Гончаренко, Чернышов, 1990; Юричев, 2014). Ультрамафиты идарского комплекса представляют собой реститовые образования, которые, вероятно, были выведены в верхние этажи литосферы по эшелонированным глубинным надвигам, обрамляющим с юго-запада Сибирскую платформу (Чернышов и др., 2010).

В результате тектонических процессов ультрамафиты кингашского и идарского формационных типов нередко оказываются пространственно сближены и, в отдельных случаях, совмещены. Стоит отметить, что геологическая позиция, взаимоотношение с вмещающими породами, фациальная принадлежность выделенных комплексов остаются недостаточно ясными. Например, целый ряд мелких линзовидных тел, относимых к идарскому комплексу, могут оказаться будинами стратифицированных тел кингашского комплекса.

Талажинский плагиодунит-троктолит-анортозит-габбровый комплекс (R_{2.3} по (Корнев и др., 2004)) в настоящее время представлен на Канской глыбе одним одноименным расслоенным массивом, локализованным в пределах ее северо-западного окончания на водоразделе верхнего течения рек Дурья и Тазик. Выход на дневную поверхность этого массива имеет округлую форму (6×7,5 км²), а на глубине - напоминает чашу и прослеживается на 1200-1500 м от поверхности. По результатам изучения представительных пород в разрезе Талажинского плутона реконструируется 4 мегаритма переслаивания снизу вверх плагиодунитов, троктолитов и анортозитов (Чернышов, Юричев, 2012; Юричев и др., 2013). Мощность прослоев пород в ритмах колеблется от 2 до 70 м. Подошва массива на севере падает под массив под углом 30-40° и контактирует с толщей стратифицированных амфиболитов, кальцифиров и мраморов.

По площадным размерам (более 40 км²), породному составу (плагиодуниты, троктолиты, оливиновые габбро и анортозиты), характеру ритмичности (4 горизонта мощностью 180-400 м и пачки по 20-26 м) и другим признакам в пределах Канской глыбы массив не имеет аналогов. Вероятней всего, он может быть отнесен к рифейской дунит-троктолит-габбровой формации, представленной на южной окраине Сибирской платформы множеством плохо изученных массивов, из которых некоторые известны своей сульфидной Ni рудоносностью (Кислов, Конников, 2000; Кислов, 2009).

Авторские исследования нескольких последних лет позволяют предварительно предполагать выделение еще одного объекта в составе талажинского комплекса – Аргысукского массива (Юричев, Чернышов, 2015а). Небольшой по своим размерам (3×3,5 км²), исключительно габбрового состава (от меланократовых разностей до анортозитов), он расположен в нескольких километрах северо-восточнее Талажинского массива и, очевидно, является саттелитом от него. Характер аэромагнитного поля на исследуемой территории (по данным А.Н. Смагина, 2008 г.), позволяет ожидать в придонной части Аргысукского массива пластины ультрамафитов (плагиодунитов?) и ее практически полную сохранность в результате крайне слабого современного эрозионного среза интрузива.

Кулибинский перидотит-пироксенит-габбровый комплекс (PR₁ по (Корнев и др., 2004)) представлен дифференцированными массивами и телами размером до 5,5 км², которые локализованы на Канской глыбе в долинах рр. Кулиба, Кулижа, Мал. Агул, Кунгусс и на водораздельных хребтах между ними (Чернышов, Юричев, 2012; Юричев, Чернышов, 2011). Они залегают в окружении интенсивно дислоцированных позднеархейских (?) – раннепротерозойских амфиболито-гнейсовых пород караганской серии, представленной амфиболитами, плагиоклаз-амфиболитовыми сланцами, биотитовыми и двуслюдяными гнейсами с прослоями мраморов и кварцитов. Массивы комплекса характеризуются на современном денудационном срезе преимущественно габброидным составом (роговообманковые габбро, габбро-нориты, нориты и габбро-порфириты) при подчиненной роли ультрамафитов (лерцолиты, верлиты, роговообманковые вебстериты, клинопироксениты и горнблендиты) (Чернышов, Юричев, 2012; Юричев, Чернышов, 2009). Установленные аэромагнитные аномалии на исследуемой территории (по данным А.Н. Смагина, А.В. Ренжина, 2006 г.), очевидно, указывают на наличие значительных по объему пластин перидотитов в основании массивов комплекса и их практически полную сохранность в результате слабого современного эрозионного среза.

Рудная минерализация комплексов

Кингашский дунит-верлит-пикритовый комплекс. В настоящее время наибольший практический интерес представляют ультрамафиты кингашского комплекса, слагающие тела субвулканической фации, с которыми связаны крупные Pt-Cu-Ni Кингашское и Верхнекингашское месторождения и ряд рудопроявлений этих ценных компонентов (Глазунов, 2003; Князев, 2004; Радомская, 2012). Установлено, что промышленные пирротин-пентландитовые руды с минералами ЭПГ в кингашском комплексе обособляются в интерстициях, главным образом, кумулятивных дунитов и их серпентинизированных разностях (Чернышов и др., 2010). Руды преимущественно вкрапленные (интерстиционно-вкрапленные, гнездово-вкрапленные, сидеронитовые и шлирово-вкрапленные) и охватывают в разной степени все ультрамафиты месторождения. Жильные сульфидные руды (брекчиевидные, массивные и флюидально-полосчатые, прожилковые) распространены в ограниченном объеме (около 0,3 %), их мощность – до 1,5 м.

Главные минералы вкрапленных руд - пирротин, пентландит и халькопирит, находятся в различных соотношениях: от преобладания пирротина до преобладания пентландита (рис. 2, а-б). Халькопирит занимает подчиненное положение. Второстепенные рудные минералы представлены пиритом, сфалеритом, галенитом, виоларитом, кубанитом, макинавитом, герсдорфитом, маухеритом, кобальтином и др. (рис. 2, в-г; табл. 1). Минералы благородных металлов представлены самородным серебром и золотом, электрумом, кюстелитом, мончеитом, майченеритом, фрудитом, меренскиитом, висмутистым меренскиитом, соболевскитом, котульскитом, эрлихманитом, ирарситом, иридарсенитом, паоловитом, сперрилитом, железистым сперрилитом, гесситом и др. (рис. 2, д-и; табл. 2, 3) (Князев, 2004; Радомская, 2012; Шведов и др., 1997; Юричев, Чернышов, 2016). Они образуют зерна и их сростки размером до 0,3 мм (преобладают 5-30 мкм). Выявлены сульфиды и сульфоарсениды, в составе которых присутствуют твердые растворы ЭПГ (Князев, 2004).



Рис. 2 (начало). Рудная минерализация из ультрамафитовых и мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы Восточного Саяна: а-и – кингашского; к-н – идарского, о-х – талажинского (о-т – Аргысукский массив, у-х – Талажинский массив), ц-ш – кулибинского. Минералы: Ро – пирротин,


Рис. 2 (окончание). Pn – пентландит, CuPn – медистый пентландит, Cpy – халькопирит, Py – пирит, Mlr – миллерит, Hlk – халькозин Sfl – сфалерит, Kbl – кобальтин, Gers – герсдорфит, Mauh – маухерит, Br – борнит, Arg – аргентит, Elek – электрум, Mtc – мончеит, Fe-Spr – железистый сперрилит, Bi-Mrn – висмутистый меренскиит, Ag (Au) – самородное серебро (золото), CrSp – хромшпинель, Ferr – природный феррит (Чернышов, Юричев, 2012), Нет – гематит, Mgt – магнетит, Bd – бадделеит.

Таблица 1

Средние составы сульфидных минералов из ультрамафитовых и мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы Восточного Саяна, вес. %

Кингашский дунит-верлит-пикритовый комплекс													
	Кингашское	и Ве	рхнеки	нгашск	ое мес	торожд	ения (К	нязев,	2004)	1	1	1	1
Минерал	Порода	N	Fe	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	S	As	Bi	Sb	Сумма
Пирротин	_	13	61,86	0,03	0,03	0,04	-	-	36,94	-	-	-	98,89
Пентландит		12	36,11	28,93	1,18	0,07	-	_	33,36	-	-	-	99,65
Си-пентландит		4	38,75	16,82	0,14	9,86	-	_	33,66	-	-	-	99,23
Кубанит		2	38,70	0,02	0,02	24,30	-	-	35,24	-	-	-	98,28
Халькопирит		6	29,53	0,47	0,03	34,24	-	_	34,85	-	-	-	99,12
Пирит		1	44,22	0,95	2,57	-	-	0,01	49,80	-	-	-	97,55
Сфалерит	Дуниты и серпен-	2	9,19	0,05	0,03	1,05	0,03	52,68	34,18	-	0,11	_	97,35
Галенит	_ ТИНИТЫ		0,22	_	_	0,12	86,41	_	13,15	_	_	_	99,89
Макинавит			57,06	4,77	0,47	0,38	-	_	36,17	_	-	-	98,85
Герсдорфит		3	5,83	16,04	15,00	0,04	0,01	_	19,00	46,26	0,09	_	102,27
Паркерит	-	2	_	25,68	_	_	2,14	_	10,07	_	62,44	_	100,32
Никелин	-	2	0,95	43,14	0,64	0,07	_	_	0,15	58,00	0,02	0,03	102,99
Брейтгауптит	-	2	0,01	32,43	0,03	_	_	0,04	0,01			66,89	99,40
Кусканакское рудопроявление (Князев, 2004)													1
Пирротин		4	58,19	1,42	0,03	-	-	-	39,59	-	-	-	99,23
Пентландит	-	4	28,35	37,36	1,50	_	_	_	32,12	_	_	_	99,32
Халькопирит	Дуниты и пикриты	4	30,67	0,05	0,02	34,03	_	_	34,29	_	_	_	99,06
Герсдорфит	-	9	4,99	11,30	19,02	_	0,12	_	19,19	45,23	0,08	_	99,93
	Мелкие	интр	узии се	веро-за	падної	и и части	Канско	ой глыб	ы			1	I
Пирротин		8	63,85	0,18	0,35	_	_	_	35,71	_	_	_	99,96
Со-пентландит	-	3	37,68	27,31	2,71	_	_	_	32,40	-	_	_	100,10
Пирит	-	5	46,23	_	_	_	-	_	53,18	_	-	-	99,90
Со-пирит		1	43,65	_	2,51	_	-	_	52,84	_	-	-	99,00
Халькопирит	Пикриты	2	31,98	_	_	33,25	-	_	34,77	_	-	-	100,00
Сфалерит		2	5,95	0,19	_	_	_	63,25	30,57	-	_	_	99,95
Галенит		1	1,78	_	_	_	84,95	_	13,47	_	_	_	100,20
Макинавит		2	57,40	3,22	2,20	_	-	_	36,90	_	-	-	100,04
	И	Ідарс	кий дун	нит-гар	цбурги	товый і	компле	ĸc					
Пентландит		4	32,52	32,07	1,70	-	-	_	33,33	-	-	-	99,63
Хизлевудит	Дуниты	4	0,69	71,55	0,04	-	-	_	27,62	-	-	-	99,88
Миллерит		2	1,97	65,76	0,03	-	-	-	31,91	-	-	-	99,67
	Талажинский г	ілаги	юдунит	-трокто	олит-ан	юртози	г-габбр	овый к	омплек	c			
	ſ		Та	лажино	ский ма	ассив							1
	Плагиодуниты	9	39,80	27,36	1,46	-	-	_	31,30	-	-	-	99,92
Пентландит	Троктолиты	10	32,06	31,17	2,49		-	_	33,68	-	-	-	99,40
	Ол-габбро	6	30,91	30,94	4,59			_	33,12				99,57
Си-пентландит	Троктолиты	3	32,23	22,53	2,69	7,72	-	_	34,53	-	-	-	99,70
Купропентландит	Ол-габбро	1	28,45	19,65	0,60	16,27	-	_	35,04	-	-	-	100,00
	Плагиодуниты	2	63,75		0,41	-		_	35,64	-			99,80
Пирротин	Троктолиты	7	60,73	0,20	0,35	-	-		38,47	-	-	-	99,76
	Ол-габбро	6	60,36	0,35	0,34	0,18		_	38,60	-			99,84
Халькопирит	Троктолиты	4	32,32	1,13	0,20	31,48	-	_	35,02	-	-	-	100,14
лалькопирит	Ол-габбро	4	30,34	0,18	0,24	33,91	-	-	35,34		-	-	100,01

Ni-халькопирит	Троктолиты		33,28	3,61	0,16	29,89	-	_	33,06	_	-	-	100,00
Халькозин	Ол-габбро		0,29	0,12	_	77,67	-	_	22,04	_	-	-	100,12
Сфалерит	Троктолиты	3	6,39	0,73	0,07	1,07	-	58,62	32,99	_	-	-	99,87
Аргысукский массив													
Пентландит		8	34,71	28,74	2,89	-	-	_	33,66	_	-	-	_
Пирротин		22	62,82	_	_	-	-	_	37,17	_	-	-	-
Ni-пирротин]		59,45	1,86	-	-	-	-	38,69	-	-	-	_
Халькопирит	- Меланократовые - габбро	9	30,40	-	-	34,66	-	_	34,90	_	-	-	-
Fe-халькопирит		5	40,93	-	-	23,79	-	_	35,28	-	-	-	_
Пирит		13	46,68	_	_	-	-	_	53,28	_	-	-	-
Галенит		2	0,58	_	_	-	86,42	_	13,00	_	-	-	-
Сфалерит		1	3,07	_	_	-	-	63,23	33,69	_	-	-	-
Халькозин		1	2,70	1,18	_	72,99	-	_	23,13	_	-	-	-
Борнит		1	10,11	_	_	63,51	_	_	26,38	_	-	-	-
Миллерит		1	1,15	60,02	_	4,10	-	_	34,73	_	-	-	-
	Кулибин	ский	перидс	тит-пи	роксен	ит-габб	ровый	компле	кс				
Π	Лерцолиты	4	63,85	_	0,42	-	-	_	35,61	_	-	-	99,88
Пирротин	Верлиты	2	63,05	0,27	0,64	-	-	—	36,18	—	-	-	100,14
Ni-пирротин	Верлиты	2	57,87	3,15	2,77	-	-	_	36,37	_	-	-	100,16
Пентландит	Лерцолит	4	36,13	29,29	2,68	-	-	-	32,02	-	-	-	100,12
	Верлиты	3	37,76	26,30	3,50	-	-	-	33,18	-	-	-	100,74
	Габбро	2	28,81	35,22	0,34	-	-	_	35,08	_	-	-	99,45
Пирит	Γοδόπο	5	46,30	0,48	0,27	-	-	_	53,27	_	-	_	100,32
Халькопирит	1 аборо	9	31,12	_	0,21	33,37	-	_	34,68	_	-	-	99,38

Примечание. Анализы по кингашскому, идарскому и талажинскому комплексам выполнены на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Vega II LMU», оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с детектором Si(Li) Standard) INCA Energy 350 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700 в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск), оператор О.В. Бухарова; по кулибинскому и, частично, Талажинскому массиву – на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Vega II XMU», оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с полупроводниковым Si(Li) детектором INCA x-sight) INCA Energy 450 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700 в ИЭМ РАН (г. Черноголовка), оператор А.Н. Некрасов. Ол-габбро – оливиновое габбро, N – количество проанализированных образцов.

Таблица 2

(с использованием материалов (шведов и др, 1997; князев, 2004)), вес. %												
Минерал	N	Cu	Au	Ag	Hg	Te	Pd	Сумма				
Золото	4	_	89,98	8,84	0,96	-	_	99,78				
Си-золото	3	7,88	89,31	4,01	0,09	_	_	101,29				
Pd-золото	3	_	80,96	16,80	_	-	1,66	99,41				
Электрум	6	0,70	51,05	46,04	0,57	0,04	_	98,39				
Кюстерит	2	0,79	28,37	67,93	0,11	0,06	_	97,24				
Аурикуприд	4	45,77	50,16	2,96	_	-	_	98,89				
Гессит	3	_	_	58,62	_	38,60	0,03	97,26				
Аргентит	2	-	_	87,28	_	_	_	12,72				

Средние составы минералов золота и серебра в ультрамафитах Кингашского месторождения (с использованием материалов (Шведов и др, 1997; Князев, 2004)), вес. %

Примечание. Здесь и далее диагностика химического состава выполнена методом рентгеноспектрального микроанализа с применением электронного сканирующего микроскопа Tescan Vega II LMU с энергодисперсионным и волнодисперсионным спектрометрами в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск) и микроанализатора Camebaxmicro в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Таблица 3

(
Минерал	N	Fe	Ni	Pt	Pd	Os	Ir	Rh	Ru	Sb	Bi	Те	Sn	As	S	Сумма
Кингашское и Верхнекингашское месторождения																
Меренски- ит-мелонит	19	0,72	8,23	-	14,17	_	-	_	_	-	12,27	64,46	-	_	-	99,86
Ві-меренскиит	2	_	_	9,70	16,01	_	_	_	_	-	27,80	46,49	-	_	_	100,00
Майчнерит	6	0,46	-	-	23,05	-	-	-	-	1,17	42,36	32,43	-	-	-	99,46
Соболевскит	3	_	-	0,07	37,41	0,27	0,16	_	0,02	3,83	46,03	12,74	-	_	-	100,52
Котульскит	2	_	_	-	36,82	0,18	0,20	_	0,03	0,29	37,91	25,51	-	_	_	100,92
Фрудит	3	-	-	1,46	18,91	0,54	1,87	_	0,08	-	77,20	0,24	-	-	-	100,29
Мончеит	1	_	_	36,60	1,00	_	_	_	_	_	16,00	45,60	_	_	_	99,90
Стибио-палла- динит	3	_	_	0,30	67,95	_	_	_	0,02	29,94	_	_	_	0,86	_	99,07
Мертиит II	2	-	-	0,05	71,53	-	-	-	0,03	26,98	-	_	-	2,79	-	101,36
Ирарсит	2	7,90	0,85	-	_	-	46,14	3,21	1,57	-	-	_	-	27,81	13,32	100,79
Эрлихманит	2	3,66	1,46	-	-	48,73	-	-	11,55	-	-	0,79	-	9,14	22,80	98,11
Паоловит	4	_	_	-	62,73	0,13	0,09	_	_	-	_	_	37,80	_	_	100,75
Сперрилит	8	-	-	55,24	_	0,03	1,64	0,78	_	-	-	_	-	42,37	-	100,06
Fe-сперрили т	3	1,51	0,62	54,26	_	_	_	_	_	_	_	_	-	42,60	_	98,99
Кусканакское рудопроявление																
Сперрилит	6	_	0,18	53,15	_	_	1,37	0,20	0,12	0,42	_	_	-	44,33	_	99,76
Майчнерит	4	_	0,56	0,71	24,19	_	_	0,17	_	2,77	34,18	37,22	_	_	_	99,79
Меренскиит	1	-	1,53	0,30	25,71	-	-	0,10	-	0,22	16,50	55,92	-	-	_	100,28
Ирарсит	3	-	2,02	12,49	2,13	-	41,02	1,40	-	-	-	0,17	-	32,71	7,57	99,52

Средние составы минералов ЭПГ в ультрамафитах кингашского комплекса (по материалам И.Г. Резникова, Н.А. Третьякова, С.М. Козырева, В.Н. Князева, автора), вес. %

В приповерхностных зонах месторождений развиты зона окисления и кора выветривания. Окисленные руды сложены гидроокислами железа (гетит, гидрогетит), марказитом, гематитом, виоларитом, реже встречаются борнит, ковеллин, халькозин, самородная медь. Силикатный тип руд приурочен к коре выветривания линейного типа. В ней установлены повышенные содержания силикатов никеля, отмечены вольфрамит, касситерит и минералы благородных металлов: сплавы золота с серебром, аурикуприд, тетрааурикуприд, медистое золото, палладистое золото, амальгама золота и серебра, стибиопалладинит, мертиит II и др.

Минеральный состав руд типичен для медно-никелевых месторождений раннего протерозоя (Князев, 2004) и характеризуется резким преобладанием пирротин-пентландитовых ассоциаций с резко подчиненным количеством халькопирита. А особенности состава сульфидной ассоциации вместе с геохимией платиноидов свидетельствуют о высокой железистости в целом кингашской рудно-магматической системы и о быстром охлаждении и кристаллизации сульфидной жидкости в высокотемпературной области существования сульфидного расплава без значительного его фракционировании.

Идарский дунит-гарцбургитовый комплекс. В породах комплекса отмечена хромшпинелиевая и сульфидная минерализации с резким преобладанием первой (рис. 2, к-н).

Хромшпинелиды являются основными рудными минералами, отмечаются в виде частой равномерной вкрапленности (до 20 %) самостоятельных зерен с размером 0,1-0,3 мм (отдельные зерна до 1 мм) в основной массе породы. В мелких массивах в верховьях рек Борынь, Адралка, Мал. Кулижа – выявлены локальные непромышленные рудные тела хромититов с вкрапленной и густовкрапленной структурами (рис. 3). Они сложены субизометричными, неправильными по форме зернами хромшпинелида размером 1,0-2,5 мм, количество которых составляет до 60-70 %. Согласно тернарной классификации Н.В. Павлова, среди хромшпинелидов выделены субферриалюмохромиты, субалюмофферрихромиты, феррихромиты и хроммагнетиты (Юричев, Чернышов, 2012).

Сульфидная минерализация характеризуется ограниченным распространением и представлена крайне редкими акцессорными зернами «первично мантийного» пентландита и поздними (эпигенетическими) выделениями хизлевудита и миллерита (рис. 2, к; табл. 1). В настоящее время автор склонен относить интрузии комплекса к бесперспективным объектам на обнаружение Cu-Ni и хромитового оруденения.

Талажинский плагиодунит-троктолит-анортозит-габбровый комплекс. В Талажинской интрузии нами впервые в главных типах пород (за исключением анортозитов) установлена сульфидная минерализация пирротин-пентландит-халькопиритовой специализации (Чернышов, Юричев, 2012; Юричев и др., 2013). В плагиодунитах она представлена вкрапленными, гнездово-вкрапленными выделениями преимущественно железистого пентландита и троилита в виде структур распада твердого раствора; в троктолитах и оливиновых габбро – частой вкрапленностью мелких (до 0,2 мм) самостоятельных зерен и их срастаний троилита, гексагонального пирротина, пентландита, кобальтистого пентландита (Со до 8 вес. %), медистого пентландита (Си до 11 вес. %), халькопирита, никелистого халькопирита (Ni до 3,5 вес. %) и сфалерита (рис. 2, у-х; табл. 1). Халькопирит распространен незначительно (3-5 % от общего объема сульфидов), обычно образует мелкие включения в зернах пентландита (вероятно, продукт распада твердого раствора) либо аллотриоморфные агрегаты (до 0,05 мм), выполняющие зоны трещиноватости в зернах пирротина и пентландита и промежутки между ними. Отмечаются единичные крайне мелкие (до 5 мкм) зерна купропентландита и халькозина.

Минералы благородных металлов представлены самородными серебром (в троктолитах в матрице сульфидов и породообразующих минералов в виде сыпи мелких зерен) и золотом (до 0,36 вес. %, в пентландитах, пирротинах и халькопиритах из троктолитов, очевидно, в рассеянном тонкодисперсном состоянии). В 1986-1989 гг. партией прогноза КТЭ КПГО под руководством А.Г. Еханина выявлены повышенные содержания платины в аподунитовых серпентинитах с сульфидами (до 380 мг/т) и плагиодунитах (до 108 мг/т).

Габброиды Аргысукского массива (в основном меланократовые разновидности) также обнаруживают сульфидную минерализацию, схожую по минеральному набору и химизму габбровой серии Талажинского массива. Здесь к настоящему времени автором с соавторами выявлены: пентландит, пирротин, никелистый пирротин, халькопирит, железистый халькопирит, пирит, галенит, железистый сфалерит, миллерит, борнит, халькозин (рис. 2, о-т; табл. 1). Также в основной силикатной матрице выделены единичные крайне мелкие (~3-5 мкм) золотины.

Кулибинский перидотит-пироксенит-габбровый комплекс. Судя по предварительным исследованиям и литературным данным (Геология..., 2010; Корнев и др., 2004; Чернышов, Юричев, 2012; , Юричев, Чернышов, 2011), перидотитовая серия пород комплекса может оказаться перспективной на поиски месторождений сульфидных Cu-Ni с ЭПГ и малосульфидных ЭПГ руд. Сульфидная минерализация наблюдается преимущественно в верлитах и лерцолитах в виде каплевидных пирротин-пентландитовых выделений (структуры распада твердого расплава) размером до 0,2 мм, приуроченных к интерстициям силикатных минералов (рис. 2, ц-ч; табл. 1). Реже отмечаются халькопирит (обрастает зерна пирротина, либо образует мелкие самостоятельные выделения), пирит (в качестве акцессорных мелких зерен, не обнаруживающих четкой связи с другими сульфидами) и эпигенетические сульфидные минералы: миллерит, аваруит и никелин (в виде мелких до 0,05 мм единичных зерен в магнетитовой «сыпи»). Химический состав выявленной в лерцолитах и верлитах сульфидной минерализации свидетельствует о высокой железистости рудно-магматической системы и обнаруживает сходство с вкрапленной сульфидной минерализацией из ультрамафитов кингашского комплекса (табл. 1). Сравнительно недавно в перидотитах кулибинского комплекса среди сульфидных зерен выявлены самостоятельные мельчайшие зерна мончеита (рис. 2, ш) (Рt≈33-37 %, Рd≈4,6-5,6 %, Те≈58,5-60 %) (устное сообщение А.С. Мехоношина, ИГХ СО РАН, 2011 г.).

Заключение

В последнее десятилетие XX века и начало XXI века характеризуется постоянным спросом и ростом потребления Со, Ni, Cu и платиноидов. Однако мировая промышленность ощущает дефицит в этих металлах. В связи с этим поиск и освоение новых Pt-Cu-Ni-Co-содержащих месторождений выходят на передний план развития горнодобывающей отрасли. В то же время добыча платиноидов из медно-никелевых руд часто дает основной вклад в их стоимость, что также не может не сказываться на интересах горнорудных компаний. Эти предпосылки определили начало разведочных работ на территории Красноярского края в Восточном Саяне в конце XX века. Уже сейчас Кингашское и Верхнекингашское Pt-Cu-Ni месторождения и ряд рудопроявлений, пока еще не переведенных в ранг месторождений, кингашского комплекса по суммарным запасам цветных и благородных металлов и значимости в ресурсно-сырьевой базе РФ могут встать в один ряд с такими районами, как Норильский и Печенгский.



Рис. 3. Хромитит. Обр. 2003. Без анализатора (a) и с анализатором (б). Минералы: CrSp – хромипинель, Chl – хлорит

В габброидах кулибинского комплекса, при исследовании, нами обнаружены повышенные содержания золота (до 188 мг/т) (Чернышов, Юричев, 2012). Повышенные концентрации данного элемента (до 0,4 г/т) в подобных породах отмечались ранее в 2006 г. А.Н. Смагиным и А.В. Ренжином при выполнении геолого-поисковых работ в данном регионе. Возможно, перераспределение и сегрегация золота осуществлялась в процессе наложенного кислого метасоматоза, широко распространенного на исследуемой территории.

Не менее потенциальными на обнаружение Pt-Cu-Ni оруденения в последнее время определяются талажинский плагиодунит-троктолит-анортозит-габбровый комплекс и перидотиты кулибинского перидотит-пироксенит-габбрового комплекса. Заверение и оценка их реальной рудоносности возможна путем постановки глубокого бурения.

Ресурсный потенциал Канской глыбы, которая в последующее десятилетие может оформиться как крупный горнодобывающий центр, скажется положительно на экономике юга Красноярского края. Включение в сферу детального изучения перспективных ультрамафитовых и мафит-ультрамафитовых массивов кингашского, талажинского и кулибинского комплексов может в скором времени существенно пополнить сырьевую базу цветных металлов Восточной Сибири.

Список литературы

- Геология и перспективы сульфидного Pt-Cu-Ni оруденения Восточной части Алтае-Саянской складчатой области / Сердюк С.С., Кириленко В.А., Ломаева Г.Р., Бабушкин В.Е., Тарасов А.В., Зверев А.И. Красноярск: Изд-во «Город», 2010, 184 с.
- Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Глазунов О.М., Тишин П.А., Краснова Т.С., Войтенко Д.Н. Возраст и природа вещества Кингашского ультрамафит-мафитового массива, Восточный Саян // Доклады Академии наук, 2009, Т. 429 (5), с. 645–651.
- Глазунов О.М., Богнибов В.И., Еханин А.Г. Кингашское платиноидно-медно-никелевое месторождение. Иркутск: Изд-во ИГТУ, 2003, 192 с.
- Гончаренко А.И., Чернышов А.И. Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1990, 200 с.
- Кислов Е.В. Рифейская платинометально-медно-никелевая металлогеническая эпоха: факторы рудообразования // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 7. Томск, 2009, с. 328–338.
- Кислов В.Е., Конников Э.Г. Рифейская эпоха платинометально-медно-никелевого рудообразования // Проблемы геологии и геохимии юга Сибири. Томск: ТГУ, 2000, с. 67–72.
- Князев В.Н. Геология и условия образования благороднометального и медно-никелевого оруденения Канского зеленокаменного пояса (Восточный Саян): дисс. ... к.г.м.н. Красноярск, 2004, 145 с.
- Корнев Т.Я., Еханин А.Г. Эталон Кингашского базальт-коматиитового комплекса (Восточный Саян). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1997, 88 с.
- Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Князев В.Н., Шарифулин С.К. Зеленокаменные пояса юго-западного обрамления Сибирской платформы и их металлогения. Красноярск: КНИИГиМС, 2004, 176 с.
- Ножкин А.Д. Раннедокембрийские троговые комплексы юго-западной части Сибирской платформы и их металлогения // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Ново-

сибирск: Наука, 1985, с. 34-46.

- Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов Юга Сибири / под ред. В.И. Богнибова, А.П. Кривенко, А.Э. Изоха. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 1995, 151 с.
- Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсоев Д.А., Колотилина Т.Б. Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской докембрийской металлогенической провинции (Южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // Геология и геофизика, 2013, Т. 54(11), с. 1689–1704.
- Путеводитель по Кингашскому месторождению медно-никелевых и благороднометальных руд (Восточный Саян) / Т.Я. Корнев, А.П. Романов, В.Н. Князев, С.К. Шарифулин, Г.И. Шведов, Н.А. Третьяков, И.Г. Резников, В.В. Некос. Красноярск: КНИИГиМС, 2001, 72 с.
- 14. Радомская Т.А., Глазунов О.М. Редкоэлементный состав пород и руд платиноидно-медно-никелевых месторождений кингашского типа // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Известия Сиб. отд-ния секции наук о Земле РАЕН. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2009, с. 37–42.
- Радомская Т.А. Минералогия и геохимия кингашского платиноидно-медно-никелевого месторождения (В. Саян): автореф. дис. ... к.г.-м.н. Иркутск, 2012, 23 с.
- Схемы межрегиональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа. Новосибирск: СНИ-ИГГиМС, 2002, 178 с.
- Цыпуков М.Ю., Ножкин А.Д., Бобров В.А., Шипицын Ю.Г. Коматиит-базальтовая ассоциация Канского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Геология и геофизика, 1993, Т. 34(8), с. 98–108.
- Шведов Г.И., Толстых Н.Д., Некос В.В., Поспелова Л.Н. Минералы элементов платиновой группы в сульфидных медно-никелевых рудах Кингашского массива (Восточный Саян) // Геология и геофизика, 1997, Т. 38(11), с. 1842–1848.
- 19. Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Ступаков С.И., Балыкин П.А., Кузоватов Н.И., Резников И.Г., Третьяков Н.А., Прохорова В.А. Кингашский мафит-ультрамафитовый массив: геологическое положение, внутреннее строение, вещественный состав и петроструктурный анализ ультрамафитов (Восточный Саян) // Платина России. Проблемы развития, оценки воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. Том V. М.: Геоинформмарк, 2004, с. 152–175.
- Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Мишенина М.А. Петрохимическая типизация ультрамафитов Канского блока (Восточный Саян) // Геохимия, 2010 (2), с. 1–25.
- Чернышов А.И., Юричев А.Н. Петрология и потенциальная рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов талажинского и кулибинского комплексов Восточного Саяна. Томск: ЦНТИ, 2012, 132 с.
- Юричев А.Н. Идарский ультрамафитовый комплекс Восточного Саяна: петрогеохимические особенности и вопросы рудоносности // Отечественная геология, 2014(6), с. 56–66.
- Юричев А.Н., Чернышов А.И. Формационная типизация Кунгусского и Кулижинского мафит-ультрамафитовых массивов (СЗ Восточного Саяна) // Вестник ТГУ, 2009 (327), с. 244–249.
- 24. Юричев А.Н., Чернышов А.И. Рудная минерализация

перидотитов и габброидов кулибинского комплекса (северо-запад Восточного Саяна) // Известия ТПУ, 2011, Т. 319(1), с. 64–70.

- Юричев А.Н., Чернышов А.И. Рудная минерализация идарского дунит-гарцбургитового комплекса (СЗ Восточного Саяна) // Известия ТПУ, 2012, Т. 321(1), с. 69–75.
- Юричев А.Н., Чернышов А.И. Талажинский и Аргысукский массивы: общность петролого-геохимических черт (северо-запад Восточного Саяна) // Известия ТПУ, 2015а, Т. 326(1), с. 40–49.
- Юричев А.Н., Чернышов А.И. Моделирование температурного режима формирования дунитов Кингашского ультрамафитового массива (северо-запад Восточного Саяна) // Известия ТПУ, 20156, Т. 326(8), с. 47–52.
- Юричев А.Н., Чернышов А.И. Новые рудные минералы Кингашского ультрамафитового массива (северо-запад Восточного Саяна) // Записки Российского минералогического общества, 2016, Т. 145(3), с. 14–22.
- Юричев А.Н., Чернышов А.И., Конников Э.Г. Талажинский плагиодунит-троктолит-анортозит-габбровый массив Восточного Саяна: петрогеохимические особенности и проблемы рудоносности // Геология и геофизика, 2013, Т. 54(2), с. 219–236.
- Юричев А.Н., Чернышов А.И., Кульков А.С. Новые данные о благороднометальной минерализации Кингашского ультрамафитового массива (северо-запад Восточного Саяна) // Известия ТПУ. Инжиниринг георесурсов, 2016, Т. 327(2), с. 44–51.

ИЗОТОПНЫЕ (ND, PB) ИСТОЧНИКИ ХАНГАЙСКОГО БАТОЛИТА: К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ГИГАНТСКИХ БАТОЛИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Ярмолюк В.В.*, Козловский А.М.*, Саватенков В.М.**

*Институт геологии рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва **Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

В пределах территории ЦАСП выделяется ряд гигантских батолитов близкого строения (Ангаро-Витимский, Хангайский и Хэнтей-Даурский), возникших в сходных геологических условиях. Для них характерны сравнительно узкие диапазоны формирования (~20-30 млн лет), соразмеримые объемы (~ 1000000 км³) разнообразие составов пород, варьирующих от тоналитов и гранодиоритов до щелочных гранитов и сиенитов, широкое развитие синплутонических интрузий базитов, участие в строении зональных магматических ареалов, внешние зоны которых формировались под влиянием рифтогенных процессов. Геологическая позиция батолитов определяется приуроченностью к молодым складчатым областям, что поднимает вопрос о природе столь масштабного плавления коры. Ответ на него строится на основе результатов изотопно-геохимических исследований Хангайского батолита.

Хангайский батолит является крупнейшим (> 150 тыс. км²) скоплением гранитных плутонов, возникших в Центральной Азии в поздней перми – раннем триасе в интервале времени между 270 и 240 млн. лет назад. Батолит образует ядро более крупной Хангайской зонально построенной магматической области, которая включает также обрамляющие батолит рифтовые зоны с характерным для них магматизмом.

Батолит сложен гранитами нормального ряда щелочности, субщелочными гранитами, более редкими щелочными гранитами. Основные породы в основном представлены синплутоническими телами, нередко с минглинговыми границами. В рифтовом обрамлении батолита развиты бимодальные базальт-трахириолитовые (комендитовые) ассоциации, а также массивы щелочных гранитоидов.

Геохимические характеристики большинства гранитоидов имеют сходство с составом континентальной коры. Гранитоиды рифтовых зон выделяются более высокими содержаниями большинства микроэлементов. Субщелочные гранитоиды батолита, обладающие повышенными значениями коэффициента агпаитности (Ка), имеют промежуточные характеристики между типичными гранитоидами батолита и гранитоидами рифтовых зон. Базиты рифтовых зон и, прежде всего, высоко-Ті базальты близки к базальтами ОІВ типа.

Геологические характеристики, а также результаты изотопно-геохимических исследований свидетельствуют об участии в образовании зонального магматического ареала как вмещающей континентальной коры, так и мантийных магм, преобладавших в зонах рифтогенеза. Коровые субстраты характеризуются неоднородностью составов, определяемой, их разновозрастным формированием. Батолит возник в пределах Хангайской группы докембрийских террейнов, включающей блоки раннедокембрийской коры (Дзабханский и Тарбагатайский), а также ранне- и поздненеопротерозойские комплексы Сонгинского блока. Осевая зона этой группы террейнов осложнена Хангайским прогибом. Различия в составе коры Хангайской группы террейнов отроажены в различиях изотопного состава их пород.

Источники магматизма (Nd изотопная систематика). Изотопные составы Nd пород рифтовых зон и синплутонических базитов батолита тяготеют к диапазону $\varepsilon_{Nd}(260) = -1 - +3$. Высоко-Ti базальты группируются вблизи величины $\varepsilon_{Nd}(260) = +1 - +2$, отражающей состав мантийного источника магматизма. Параметры коры, вмещающей граниты, определяются значениями $\varepsilon_{Nd}(260) = -3 - 20$ и варьируют в зависимости от ее принадлежности тому или иному блоку Хангайской группы террейнов. Гранитоидов батолита характеризуется соста-

вами, свидетельствующими об их образовании в результате взаимодействия мантийных и коровых источников.

Источники магматизма (Рb изотопная систематика). Pb-Pb изотопные составы гранитов Хангайского батолита варьируют в зависимости от принадлежности пород тому или иному блоку Хангайской группы террейнов. На изотопных диаграммах ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb фигуративные точки образуют тренды, свидетельствующие об участии в их образовании коровых источников с разной геологической историей, а также ювенильного источника. Корреляция изотопных составов Pb и Nd показывает, что коровые источники гранитов характеризуются менее радиогенным изотопным составом Pb, а ювенильный более радиогенным. При этом параметры корового источника согласуются с модельными составами нижней коры (по модели Крамерса и Толстихина), определяемыми временем ее образования. Так, в образовании гранитоидов Тарбагатайского блока участвовала кора с изотопными характеристиками, соответствующими 2.5 млрд лет ее возрасту, источником гранитоидов Сонгинского блока стала нижняя кора, образовавшаяся 800 млн лет назад. Рb изотопная система нижней коры Дзабханского микроконтинента была изменена корообразующими процессами на рубежах 2.5, 1.9, 0.7 и 0.5 млрд лет. В гранитоидах Хангайского прогиба ювенильный (по Nd) источник менее радиогенный (по Pb), чем коровый. Это позволило говорить, что кора Хангайского прогиба к моменту формирования батолита еще не испытала дифференциации на верхнюю и нижнюю.

Определены параметры ювенильного источника Хангайского батолита. На графике $^{206}Pb/^{204}Pb - \varepsilon_{Nd}(260)$ он выделяется благодаря пересечению трендов вариаций составов гранитов из разных участков Хангайской группы террейнов. Его изотопные параметры: $^{206}Pb/^{204}Pb \sim 18.1$, $^{207}Pb/^{204}Pb \sim 15.5$ и $e_{Nd} \sim +2$ соответствуют обогащённой мантии, обладающей более высоким отношением U/Pb и более низким отношением Sm/Nd по сравнению с деплетированной мантией.

Образование гигантских батолитов стало особенностью развития активной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента в позднем палеозое и раннем мезозое. В то же время их связь с процессами рифтогенеза свидетельствует об участии в их формировании мантийных плюмов, которые, согласно изотопным данным по Хангайскому батолиту, несли характеристики обогащенной мантии. Предполагается, что столь масштабное и столь специфичное батолитообразование последовало за перекрытием активной континентальной окраиной позднепалеозойского Сибирского континента ряда горячих точек Палеоазиатского океана. В результате возникла крупнейшая анорогенная магматическая провинция включавшая, помимо батолитов, трапповые области Тарима и Джунгарии и Центрально-Азиатскую рифтовую систему. Батолиты являются элементами ее структуры. Предполагается, что мантийные плюмы служили источником для пород щелочнобазитовых и щелочносалических ассоциаций в различных участках краевой части континента. В участках, подверженных стрессовым воздействиям, которые типичны для активных окраин, мантийные расплавы не поднимались выше низов коры. Их тепловое воздействие вызывало анатексис коры и, в конечном итоге, определяло образование батолитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект 16-17-10186)