

Проблемы геологии и геохимии юга Сибири

Томск - 2000

Министерство образования Российской Федерации
Министерство природных ресурсов Российской Федерации
Комитет природных ресурсов по Томской области
Российское геологическое общество
Томский государственный университет

Проблемы геологии и геохимии юга Сибири

Материалы научной конфереции, посвящённой 110–летию со дня рождения профессора И.К. Баженова
24 – 26 октября 2000 года

Томск ♦ 2000

УДК 551 + 552 +553 + 550.42

Проблемы геологии и геохимии юга Сибири. Материалы научной конференции посвященной 110–летию со дня рождения профессора И.К. Баженова. 24 – 26 октября, г.Томск. - Томск: Томский гос. ун-т, 2000. 227 с.

В статьях сборника приведены материалы по геологии и полезным ископаемым горных сооружений юга Сибири, рассмотрены особенности строения и закономерности образования и распределения железорудных, медно-порфировых и золоторудных месторождений. Особое внимание уделено золото- и платиноносности россыпей, офиолитовых комплексов, геохимии и минералогии благороднометалльных месторождений, проблемам интрузивного магматизма и метаморфизма, приведены новые материалы по карбонатитам, миароловым и редкометалльным пегматитам. Ряд статей посвящён вопросам контактового взаимодействия интрузивных пород, проблемам металлогении, геохимии и рудогенерирующим возможностям магматизма, гранитизации, пластической деформации гипербазитов. В материалах сборника поставлен ряд геоэкологических проблем, приведены методические разработки и конкретные результаты экологических исследований на территории городов и в горнорудных районах.

Редакционная коллегия: М.Д. Бабанский, В.А. Баженов, Г.Б. Князев (отв. редактор), С.И. Коноваленко, А.И. Летувнинкас, А.Д. Строителев.

© Томский государственный университет

Problems of geology and geochemistry in Southern Siberia. Proceedings of the scientific conference devoted to 110-birthday of Professor I.K. Bahzenov. October 24-26, 2000. Tomsk: Tomsk State University, 2000. 227 p.

Materials on the geology and mineral deposits from mountain structures of Southern Siberia are listed in the book; peculiarities of structure, regularities in the formation and the distribution of iron, porphyry-copper and gold deposits are discussed. Special attention was called to gold- and platinum-bearing placers, ophiolite complexes, to geochemistry and mineralogy of precious metals' deposits, to problems of intrusive magmatism and metamorphism. New materials on carbonatites, miarolitic and rare metallic pegmatites are listed. Several articles are devoted to questions of contact interaction in intrusive rocks, to problems of metallogeny, geochemistry and possibilities for the ore-generation associated with the magmatism, to granitization and plastic deformation in hyperbasites. Some geoecological problems are stated in the materials; methodical devises and concrete results of ecological investigations on the territories of towns and mining areas are listed in the book.

Editorial board: M.D.Babansky, V.A.Baghenov, G.B.Knyasev (editor-in-chief), S.I.Konovalenko, A.I.Letuvninkas, Yu.V.Indukaev, V.P.Parnachov, T.A.Semina, A.D.Stroitelev, G.M.Tatyanin.

© Tomsk State University



Иван Кузьмич Баженов пришел в геологию уже зрелым человеком. Его геологические исследования совпали с романтическим периодом развития Российской геологии, начавшимся на рубеже 20 столетия. Это был период маршрутных исследований громадной территории нашей страны, сопровождавшийся открытиями новых месторождений полезных ископаемых и их вовлечением в хозяйственную деятельность. Материалы этих исследований фактически создали отечественную геологию, заложив основные идеи и обеспечив подготовку большой армии специалистов геологов, необходимых бурно развивавшейся тогда геологической отрасли.

С именем Баженова связаны первые систематические исследования Западного Саяна, открытие ряда месторождений полезных ископаемых при маршрутно-поисковых работах в Кузнецком Алатау, обоснование использования нефелиновых сиенитов в качестве алюминиевого сырья, внедрение в практику геологических исследований в Сибири минералого-геохимических методов.

Минералого – геохимическое направление работ Ивана Кузьмича Баженова реализовалось впоследствие его учениками в детальных исследованиях вещественного состава и условий образования гидротермальных, скарновых, пегматитовых и россыпных месторождений железа, алюминия, полиметаллов, редких металлов, драгоценных и поделочных камней, титана и циркония.

Развитие идей поисковой геохимии и накопленные результаты позволили его ученикам одним из первых в Сибири поставить на службу обществу экологическую геохимию.

ИВАН КУЗЬМИЧ БАЖЕНОВ – ГЕОЛОГ, УЧЕНЫЙ, УЧИТЕЛЬ.*

А.Д. Строителев, Г.Б. Князев, А.И. Летувнинкас
Томский государственный университет

Ровно месяц назад в конце сентября 2000 года геологическая общественность Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока страны отметила в Томске 300-летие Горно-Геологической службы России. В начале этого месяца в Санкт-Петербурге прошел съезд Российского Геологического общества, посвященный этому событию.

Естественно, в геологическом отсчете времени (шкале) 300 лет - это не время, а всего лишь мгновение, в ходе которого история геологического развития не пополнилась какими-либо масштабными явлениями. Тогда как в истории государства в этот период произошли кардинальные преобразования в народном хозяйстве, предопределенные в первую очередь эффективной деятельностью горно-еологической службы. За это время сменилось много поколений её исполнителей. Каждое из них оставило след в виде научных открытий и открытий месторождений и вписало в историю новые имена горняков и геологов.

В Сибири ближе всего к нам последний XX век, который по определению Президента Российского Геологического общества В.Орлова стал «золотым веком геологии», когда началось планомерное и целенаправленное освоение сибирских недр, а в Томске было открыто геологическое образование.

Одним из непосредственных и активных участников этих событий был профессор И.К.Баженов, которому 5 сентября 2000 года исполнилось бы 110 лет со дня рождения.

Следует заметить, что мы уже второй раз проводим подобное мероприятие без него, тогда как при жизни Иван Кузьмич был противником юбилеев. За 30 последних лет в свою юбилейную пору он ни разу не отмечал юбилеи, всегда отшучивался, что это всего-навсего медицинская дата.



Студент Санкт-Петербургского горного института

Напомним основные даты и события из биографии Ивана Кузьмича, поскольку за 92 года много и всякого у него было в жизни прежде чем он оказался в биографическом словаре «Профессора Томского университета» Т.2.

Родился Иван Кузьмич 5 сентября 1890 года в семье крестьян из Тверской губернии. Но Иван Кузьмич помнил себя, когда семья жила уже в Киеве, где он пошел в начальную школу, а в 1903 году поступил в Киевскую торговую школу. С 1907 по 1911 годы он учился в Киевском первом коммерческом училище, которое окончил с золотой медалью, успев при этом поработать счетоводом на табачной фабрике и в коммерческом банке. В 1911 году он поступил на геолого-разведочный факультет Киевского политехнического института, а в 1912 году перевелся на аналогичный факультет Петербургского горного института. В силу многих обстоятельств (первая мировая война, революция, гражданская война) окончить этот институт ему не удалось. Приходилось неоднократно прерывать учебу. В 1914 году он даже поработал матросом на бортовом судне, побывав на Черном, Эгейском и Средиземном морях.

В 1915-16 годах принимал участие в геологических работах в районе реки Северная Двина на Эмбенском месторождении нефти, в Енисейской губернии.

В июне 1917 года он прибыл на Маинский медный рудник на производственную практику, где и пробыл до июля 1918 года. В Петроград уже не возвращался и навсегда связал свою судьбу с Сибирью. В конце 1918 и в начале 1919 гг. успел поработать бухгалтером на лесозаготовках в Минусинском уезде. Летом 1919 года оказался уже на Урале, где принимал участие в геологических работах на медных железорудных месторождениях в Златоустском Горном округе.

---

* Сокращённый вариант доклада, прочитанного А.Д. Строителевым на пленарном заседании конференции

В августе 1919 года вместе с управлением Горного округа Иван Кузьмич был эвакуирован в Томск, где его сразу мобилизовали в Белую армию. В армии он прослужил всего несколько месяцев рядовым и только осенью двацатого года смог поступить на горный факультет Томского технологического института (ТПИ, ТПУ) для завершения многолетнего курса обучения. В 1921 году он закончил его с защитой дипломной работы, получив звание горного инженера в тридцатилетнем возрасте.



И.К.Баженов преподаватель кафедры геологии, минералогии и кристаллографии

В ТПИ одним из его учителей был академик М.А Усов., который пригласил его на работу в Сибгеолкоме еще в 1920 году, где он проработал по совместительству до 1937 года.

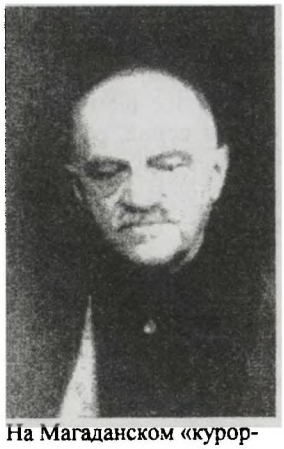
В Томском государственном университете Иван Кузьмич появился в декабре 1922 г. для работы на кафедре геологии, минералогии и кристаллографии физико-математического факультета сначала в должности преподавателя, затем старшего ассистента.

В 1928 он становится доцентом по курсу рудных месторождений на геолого-географическом отделении физико-математического факультета. В апреле 1934 года его переводят на должность исполняющего обязанности профессора и заведующего кафедрой минералогии и полезных ископаемых геолого-почвенно-географического факультета. Одновременно до 1936 года он был заведующим музеем минералогии.

В феврале 1935 г. он был утвержден в звании профессора и заведующего кафедрой минералогии и полезных ископаемых. В 1941 году он защитил диссертацию на ученую степень доктора геолого-минералогических наук. С апреля 1945 по февраль 1949 был деканом геолого-почвенного факультета.

30 марта 1949 года он неожиданно был арестован и с помощью лжесвидетелей подключен к так называемому «Красноярскому делу», а 28 октября 1950 года приговорен к 25 годам исправительно-трудового лагеря. Срок отбывал на Колыме в начале в поселке Девин, а в 1951-54 годах находился в одном из лагерей Магадана. 30 марта 1954 года решением коллегии Верховного суда СССР дело Ивана Кузьмича было прекращено за недоказанностью состава преступления.

7 мая 1954 года он был восстановлен на работу в Томском университете в должности заведующего кафедрой минералогии и кристаллографии, где проработал до сентября 1973 года, т.е. до ухода на пенсию в возрасте 83 лет. В общей сложности Иван Кузьмич проработал в золотом веке геологии 60 лет. Суммарный стаж династии геологов Баженовых 242 года. На фоне средней продолжительности жизни мужчин в России (57 лет) эта цифра впечатляет, но она, как и другие приведённые факты из биографии, не раскрывают Ивана Кузьмича как геолога, ученого и учителя. А то, что И.К. Баженов был геологом от Бога, вряд ли кто может возразить. Как геолог он состоялся не только по образованию, но и по призванию. Он сам неоднократно при наставлении молодых подчеркивал, что геология это не профессия, а образ жизни.



На Магаданском «курорте», 1952 год.

Говорить так он имел все основания, во-первых, и, прежде всего потому, что был родоначальником полноправной династии геологов Баженовых в 4^{x} поколениях. В обозримом окружении нет других примеров, чтобы 4 сына пошли по стопам отца. К сожалению, Павел Иванович не смог стать геологом. Со II курса ГРФ его направили на фронт, а по окончании войны он остался в вооруженных силах, где дослужился до генерал-полковника. Продолжателями дела деда и отцов стали 3 внука. А сейчас на ГГФ уже в аспирантуре учится правнук Ивана Кузьмича – Роман.

Во-вторых, втайне каждый геолог мечтает стать открывателем, хотя бы рудопроявления чего-нибудь. В активе Ивана Кузьмича не одно открытое месторождение и среди них уникальные объекты - Тейское Fe-рудное и Кия-Шалтырское нефелиновое месторождения, первооткрывателем которых он является и на базе которых уже много лет функционируют рудники и гигант мирового масштаба Ачинский глиноземный комбинат. Безусловно, открытие этих и других месторождений нефелиновых руд, железа, молибдена, доломита, жировика и других полезных ископаемых это не дар Божий, а результат многолетнего, изнурительного, но целенаправленного труда геолога на маршрутах без дорог в Западном Саяне, Кузнецком Алатау, Восточном Саяне, Алтае и даже в Енисейском кряже, где один из авторов доклада впервые его увидел, когда еще ходил под стол пешком.

Практически, с 1922 года и до отправки по этапу в Магадан, Иван Кузьмич, являясь штатным сотрудником ТГУ, каждое лето систематически проводил в экспедициях. Как правило, экспедиционные работы планировались не для выполнения какой-то инициативной научной темы, а для решения вполне конкретных практических задач, определенных геологическими заданиями и производственными планами различных организаций Геологической Службы Сибири (Зап Сиб ГРУ, Зап Сиб ГРТ, ЗСГУ, Цветметразведка). А это значит, что по каждой экспедиции составлялись и писались соответствующие отчеты, которые оседали в геофондах этих организаций. Только в фондах Красноярскгеологии их 26. В принципе их уже достаточно, чтобы имя геолога Баженова осталось в истории Геологической службы Сибири. Обычно, многие из геологов на этом и останавливаются, считая свой профессиональный долг выполненным. Однако Иван Кузьмич участие в выполнении производственных геологических заданий рассматривал как оптимальную возможность по сбору разнопланового фактического материала для научной работы в стенах университета.



На Тёйском железорудном месторождении, 1967 год.

Оценивая научную деятельность Ивана Кузьмича в целом, нельзя не заметить, что она выглядит неоднозначно. С одной стороны, по формальному признаку, т.е. по количеству опубликованных работ, объему напечатанных страниц и числу сделанных докладов он вряд ли войдет даже в десятку ученых-геологов ТГУ. Даже некоторые ученики уже превзошли в этом. Справедливости ради следует отметить, что в его архивах остались материалы, которые после соответствующей обработки могли бы, быть опубликованы: «Золотоносные районы Западного Саяна», «Золотоносные районы Восточного Саяна», главы учебника по геохимии.

С другой стороны, по рейтинговой шкале (как сейчас модно говорить), если хотите по ауре ученого и резонансу в геологических кругах ему нет равных в ТГУ. Чтобы не быть голословным приведу один уникальный факт. Если сейчас открыть лабораторию можно, не выходя из главного корпуса ТГУ, то в 60^{е} годы для этого кроме внутренних документов (решений Учёного Совета факультета, Учёного Совета ТГУ и др.) необходимо было представить поддержки производственных организаций, отраслевых и академических институтов, видных ученых в этой области. Ивана Кузьмича знали и поддержали Западно-Сибирское и Красноярское геологические управления, СНИИГГиМС (г. Новосибирск) и ВостНИГРИ (г. Новокузнецк), ИГиГ СОАН СССР в лице академика В.С. Соболева, МГУ в лице академиков В.И Смирнова и Н.В. Белова, Н.И. Хитаров из ГЕОХИ, Президиум АН СССР, вице-президент Академии Наук А.П. Виноградов, Министерство геологии Российской Федерации и многие другие учёные, руководители и организации. А почему? Так сразу и не объяснишь. Очевидно, фундаментом служили индивидуальные черты его личности: целеустремленность, аналитический склад ума, незаурядная память, врожденная интуиция, энциклопедическая эрудиция, знание языков, жажда к новому познанию, а возможно, и обостренное чувство смысла жизни: как можно больше оставить после себя потомства в прямом и переносном плане.

С другой стороны, к изучению любого объекта и проблемы он подходил с диалектических позиций о взаимосвязанности и взаимообусловленности явлений в природном мире. Один из его стажеров вспоминает, что он даже под микроскопом заставлял отвечать на вопрос не что это, а почему это. В обличие от снобов от науки он не факты пропускал через идейное сито, а наоборот, культивировал факты, зная, что один безобразный факт может изуродовать самую красивую и стройную идею.

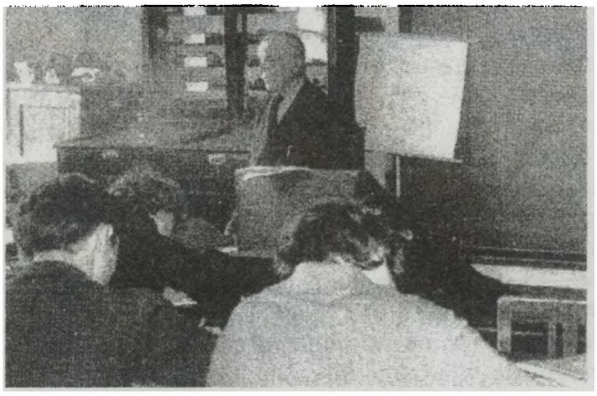
И, наконец, рискнём предположить, что он испытывал удовлетворенность больше, когда его идеи и результаты исследований приобретали вид не публикаций, а материализовались в конкретные дела.

Наиболее показательный пример тому -- Тейское железорудное месторождение. Специальных научных публикаций нет, кроме опубликованного отчёта о результатах поисковых работ , но при этом Иван Кузьмич - почетный гражданин посёлка Тея.

Если открытие Тейского месторождения, произошло в результате проверки находок образцов магнетитовой руды в свалах при поисковых геологических исследованиях, то решение проблемы перевода нефелиновых пород в разряд сырья для получения алюминия явилось результатом долгосрочного и разнопланового научного поиска. Кроме детального изучения многообразия нефелиновых пород Кузнецкого Алатау Ивану Кузьмичу пришлось вступить в кооперацию с учеными другого профиля (обогатителями, технологами, химиками) для разработки технологий обогащения руд и передела нефелинового концентрата в Al_2O_3, поташ, соду и цемент. Пионерский уровень этих комплексных исследований был очевиден, и в 1948 году он был выдвинут на соискание Сталинской премии. Одна-

ко в 1949 году вместо премии его отправили на «Магаданский курорт», как он обычно называл годы, проведенные в ГУЛАГе.

Как ученый-новатор Иван Кузьмич проявил себя не только в решении проблемы глиноземного сырья. Он постоянно уделял внимание разработке и внедрению новых методов исследования и поисков полезных ископаемых: первым в Сибири начал исследования по использованию рассеянных элементов-примесей для корреляции магматических комплексов, установления связи месторождений с интрузивными образованиями и минералого-геохимическому картированию месторождений. С целью более широкого внедрения геохимических методов в поисково-разведочные работы по инициативе Ивана Кузьмича в конце 20-х и начале 30-х годов стали создаваться спектральные лаборатории в геологических организациях. Первая из них была открыта в ТГУ на кафедре, возглавляемой Иваном Кузьмичём, и его по праву считают основоположником Сибирской школы геологов-геохимиков.



Лекция по геохимии в аудитории 113 главного учебного корпуса университета, 1958 год.

Почти одновременно Иван Кузьмич занимался разработкой и внедрением шлихового метода поисков. Как вспоминает один из его учеников, занимавшийся анализом темпов открытия месторождений и рудопроявлений в Красноярском крае, первый скачок открытий произошел в 40[е] годы и был вызван массовым внедрением шлихового метода поисков. Очевидно, подобная картина имела место. и в других районах Сибири

Отдельный пласт в научной деятельности Ивана Кузьмича составляют исследования по региональной геологии и металлогении юга Сибири. Не останавливаясь на рассмотрении отдельных объектов и решаемых вопросов, отметим, что в обобщенном виде часть результатов этих исследований изложена в его монографическом труде «Западный Саян» (Издание АН, 1934 г.). Эта работа была настольной книгой ни для одного поколения геологов, да и сейчас (судя по ссылкам на нее) не потеряла актуальности. Следует отдельно отметить, что при проведении этих региональных исследований Иван Кузьмич совершил своего рода научный подвиг. А именно, в одном из районов Куртушибинского хребта изучая геологическое строение, анализируя минеральные парагенезисы пород и не имея даже отдельных образцов руды, он делает смелый прогноз не в фондовом отчете, а на страницах журнала. Совместно с В.Д. Томашпольской публикует статью «Новый Усинский асбестоносный район», в котором через 30 лет было открыто уникальное месторождение асбеста. Получив об этом известие, Иван Кузьмич был счастлив. К сожалению, ему досталось за это только моральное удовлетворение. Попытки включить его в число первооткрывателей месторождения и соискателей Госпремии оказались тщетными. Не помогло и содействие Генерального директора Красноярскгеологии В.А.Неволина Аргумент отказа - на карте Томашпольской и Баженова не указаны места предполагаемых месторождений. Ивану Кузьмичу тогда было уже под 80.

В совокупности все приведенные примеры и факты свидетельствуют о многогранности и результативности научной деятельности Ивана Кузьмича, нацеленной, в целом, на решение проблем укрепления минерально-сырьевой базы Сибири. Вполне очевидно, что из-за вынужденного 5 летнего перерыва целенаправленная и планомерная работа Ивана Кузьмича была нарушена, и отдельные его идеи и планы так и остались нереализованными.

Из ГУЛАГа Иван Кузьмич вернулся в возрасте шестидесяти четырех лет. Удивительно, но на нем не было никаких отпечатков того, что он провел долгих 5 лет в нечеловеческих условиях. Без всякой разминки он в свойственном ему стиле погрузился в учебную и научную работу кафедры. Стал восстанавливать нарушенные деловые связи с ЗСГУ и КГУ. Как и прежде уделял большое внимание нефелиновой проблеме. Именно по его инициативе в 1956 году начались планомерные поиски богатых нефелиновых руд в Кузнецком Алатау, в результате которых было открыто Кия-Шалтырское месторождение уртитов. По завершении поисково-разведочных работ под его редакцией и с его участием выходит сборник статей по изучению нефелиновых пород Западной Сибири.

Одновременно на кафедре под его руководством расширяются исследования железорудных месторождений Алтае-Саянской области. Почти все сотрудники и аспиранты кафедры участвовали в выполнении «железной тематики» с защитой диссертаций (1 докторская и более 10 кандидатских).. За сравнительно короткий срок сформировалась школа железорудников, получившая признание у геологической общественности не только Сибири.

Параллельно Иван Кузьмич возглавил группу по организации в ТГУ межфакультетской проблемной лаборатории радиоактивных изотопов. В 1960 году она уже была открыта.

Как мудрый ученый он использовал свои знания и авторитет для поддержания инициативы молодых сотрудников кафедры в организации экспериментальных исследований по моделированию процессов минералообразования и синтезу аналогов минерального сырья. Понадобилось почти 7 лет для того, чтобы исследования в этом научном направлении получили официальное признание и бюджетное финансирование. В открытой лаборатории, Иван Кузьмич опять нашел нишу для нефелиновой тематики уже под углом зрения повышения комплексности использования руд путем перевода отходов их переработки (пород вскрыши, хвосты обогащения, шламы) в сырье для камнелитейной промышленности.

В принципе Лаборатория экпериментальной минералогии и геохимии (ЛЭМиГ), основателем и первым руководителем которой он стал, явилась последним венцом многолетней и многогранной научной деятельности Ивана Кузьмича. А он к тому же под занавес своей научной карьеры стал еще и изобретателем, получив авторское свидетельство на «Способ получения каменного литья на основе отвального габбро Кия-Шалтырского месторождения».

Надо отдать должное Б.М. Тюлюпо - деловому преемнику Ивана Кузьмича и его ученикам: нефелиновая тематика культивировалась в ЛЭМиГ долгое время. Даже была создана еще одна межкафедральная научная группа под руководством профессора М.П. Кортусова, для продолжения исследований нефелиновых пород Мариинской Тайги.

В последнее время получило второе дыхание заложенное Иваном Кузьмичём геохимическое направление, но уже преломленное через призму экологических проблем. За сравнительно короткий срок созданы условия для выполнения исследований на бюджетной основе, подкрепленной двумя грантами РФФИ и грантами Министерства образования. В учебном плане открыта специализация «экологическая геохимия» и аспирантура. Организован научный коллектив на базе кафедр и лабораторий геолого-географического, химического и биолого-почвенного факультетов, возглавляемый геохимиками. Силами кафедры Ивана Кузьмича на геолого–географическом факультете развёрнуты работы по информатизации учебного процесса и научных исследований, организован дисплейный класс и факультетская лаборатория ГИС-технологий.

Как учитель Иван Кузьмич относится к той категории людей, о которых в народе говорят, что родителей и учителей не выбирают, ими становятся. В присланных по этому случаю воспоминаниях бывших сотрудников и аспирантов нашего факультета содержится много конкретных примеров, которые характеризуют Ивана Кузьмича, как Учителя в самом высоком значении этого слова.

Однако, чтобы мы ни говорили об Иване Кузьмиче как о геологе, ученом и учителе, прежде всего он был человеком, для которого чем бы он не занимался и в какой бы роли не выступал главным оставались люди. Для каждого из них он не жалел ни времени, ни сил, ни доброты.

Иван Кузьмич обладал ярко выраженным редким и ценным даром: преобладанием социального начала над биологическим. Это ощущает каждый по-своему, особенно в пору перестройки и возрождения России.

В воспоминаниях об Иване Кузьмиче многие отмечают его человечность. Возможно, если бы Иван Кузьмич сосредоточился на взращении «своего Я», «мое», «мне», то достиг бы не меньшего, чем ярко выраженные индивидуалисты. Но это уже был бы другой человек, а не Иван Кузьмич. Не будь он геологом, был бы прекрасным капитаном дальнего плавания, щедрым банкиром или ювелирным хирургом.

Конечно, как и любой человек, Иван Кузьмич не лишен был слабостей и недостатков. Он не владел приемами номенклатуры, конъюнктуры и меркантильности. Он не любил публичные выступления, особенно бесплодные, когда нужно было засветиться или "прокукарекать" даже для пользы дела. Умея держать удары ниже пояса и из-за угла, не умел отвечать тем же.

Почти не пользовался своим положением и авторитетом. Не уделял внимания поддержанию формального имиджа ученого. У него не было званий почетного, заслуженного, лауреатаи т.п. Но зато у него единственного из геологов ТГУ был орден Ленина (1971). По-разному можно относиться к этому ордену, но это была высшая награда государства и давалась за большие заслуги перед отечеством. И, наконец, он не мог выступать на вторых ролях. В 1973 году, когда ему было 83 года он почувствовал, что надо место уступать молодым. Подал заявление на увольнение. На кафедру пришел ректор, стал уговаривать его остаться на долю ставки или консультантом. Иван Кузьмич отклонил все предложения, ответив, что «два медведя в одной берлоге не живут». Встал и ушел навсегда, хотя прожил еще 9 лет в полном здравии и с ясной головой.

Думаю, выражу общее мнение, если скажу, что мы благодарны Ивану Кузьмичу за уроки в учебе, жизни и труде и с ним наша память, любовь и печаль.

КРЫЛАТЫЙ МИНЕРАЛ ПРОФЕССОРА БАЖЕНОВА

Ю.В. Уткин
Томский государственный университет

Вертолет все дальше и дальше забирался в глубь Западного Саяна. Внизу насколько хватало глаз раскинулись горные хребты, ощетинившиеся иглами вековых пихт и елей. Глухие места, непроходимые урманы, бывшие в свое время надежным укрытием для староверов. И только бурный Абакан, пенящийся на порогах, да голубые оконца каровых озер слегка скрашивали суровый саянский пейзаж. Пролетая над этим царством первозданной природы, трудно было даже представить, как в начале 30-х годов исходил всю эту территорию геологическими маршрутами Иван Кузьмич Баженов. Но вот она в руках его монография "Западный Саян" – научное подтверждение тех беспримерных

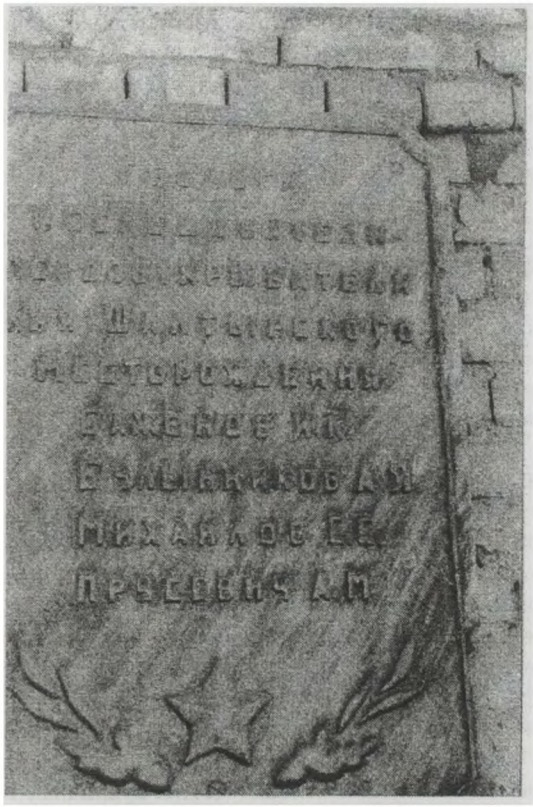


Профессора И.К.Баженов и М.В.Тронов в Президиуме торжественного заседания, посвя-щенного 30-летию Победы (1975 г.).

сложнейших полевых сезонов. "Особенно самоотверженно работу проводил инженер для поручений И.К. Баженов, который, кое-как добравшись до южной части Минусинского уезда, пешком сделал ряд маршрутов в Саянах по Енисею и собрал материал по геологии Маинского медно-кончеданного месторождения" – так оценил результаты летней экспедиции молодого преподавателя кафедры минералогииТомского госуниверситета в отчете Сибирского отделения Геолкома за 1922 год его председатель профессор М.А. Усов. Впрочем, ничего иного от своего ученика Михаил Антонович и не ожидал. На что способен Иван Баженов он хорошо знал, будучи за год до этого руководителем его дипломной работы, которая по мнению профессора отвечала самым современным петрографическим теориям и выгодно отличалась от предыдущих исследований района, в том числе и опытными геологами. Великолепное знание мировой и отечественной литературы, стремление ко всему новому, прогрессивному, смелое внедрение передового опыта в геологические исследования – это кредо геолога Баженова, которым он руководствовался всегда, независимо от занимаемой должности: инженер для поручений, ассистент, доцент, профессор, заведующий кафедрой, научный руководитель проблемной исследовательской лаборатории. Если к этому добавить присущие ему необычайное трудолюбие, ответственность за порученное дело, организованность и скрупулезность исследований, то станет ясно, почему Иван Кузьмич всегда был на "ты" с Госпожой удачей. Подтверждений тому сколько угодно.

Осенью 1930 года, работая с коллектором А.К. Кюз в верховьях реки Теи, Баженов обратил внимание на куски магнетитовой руды в отвалах старательских шурфов. Заинтересовавшись находкой, стали расспрашивать местных жителей, не видели ли они где-нибудь таких же тяжелых образцов. Иван Кузьмич отлично знал любознательность и наблюдательность хакасов и в этот раз они нашли-таки охотника-старателя П.Е. Табастаева, который толково и обстоятельно рассказал, где ему попадались такие камешки. Началась гонка за магнетитом. Тщательное опоискование указанных речек позволило дать положительное заключение о перспективах района на крупное железорудное месторождение, которое и было открыто летом следующего года.

Тейское -- так назвали это месторождение – одно из крупнейших в Западной Сибири, из руды которого и сегодня рождается металл, а на руднике укреплена памятная доска с фамилиями первооткрывателей. И еще на одном руднике Кузнецкого Алатау помнят и чтут геологов-первооткрывателей, среди которых тоже есть Иван Кузьмич. Кия-Шалтырское месторождение уртитов на долгие годы стало поставщиком руды для выплавки сибирского алюминия, благодаря научному предвиденью и настырности профессора Баженова. Это он с профессором кафедры химии университета А.П. Бунтиным совершил "алюминиевую революцию", доказав рентабельность использования уртитов для получения глинозема. Десять лет ушло на борьбу с устоявшимися представлениями, но время показало, что нефелин действительно "крылатый" минерал, доказательством чему действующие сегодня в Западной Сибири нефелиновый рудник и Ачинский глиноземный комбинат. Вот и выходит, что не случайно название минерала происходит от греческого слова "нефелэ" – облако.



Памятная доска геологам исследователям первооткрывателям Кия-Шалтырского месторождения: И.К. Баженову А.Я, Булынникову., С.С.Михайлову А.М Прусевичу

Были еще месторождения, в открытии которых профессор Баженов принимал участие: Горячегорский массив нефелиновых сиенитов, Усинское асбестовое, Анзаское железорудное, Копенское молибденовое... . Но как сосчитать все те многочисленные месторождения, к которым привел геологов разработанный Иваном Кузьмичом шлиховой метод поисков? Хотя одно могу



Геологи выпускники 1948 года с преподавателями геолого-почвенного факультета.

Первый ряд (слева на право): Самарская О.С., Князев С.А., Иванькова Е.Е.

Второй ряд: ?, Суворова А.Н., Янчук Н.М., ?, ?.

Третий ряд: Исаченко А.К., доц. Рогозин Л.А., Кузнецов К.А., Баженов И.К.(декан), проф. Булынников А.Я., доц. Ларищев А.А.

Четвертый ряд: асс. Кортусов М.П., Битнер Г.И., доц. Васильев Д.А., асс. Марусенко Я.И., ?, ?, ?.

назвать точно. Это Кундатское вольфрамовое, открытое в 1942 году по шлиховым потокам шеелита учеником Ивана Кузьмича, доцентом университета А.Р. Ананьевым. Как учесть значение его систематических лекций для производственников по геохимии различных полезных ископаемых и методам их изучения? Впрочем, сам Иван Кузьмич никогда не задумывался над этими вопросами, щедро делясь знаниями и опытом. Это тоже было кредо профессора Баженова.

Памятные фотографии студентов-выпускников всегда получаются торжественными и радостными. Не стал исключением снимок 1948 года, где рядом с деканом геолого-почвенного факультета сидит дипломница-отличница Надежда Янчук. Уехав на работу в Магадан, Надя даже в страшном сне не могла предполагать скорую встречу с любимым преподавателем. Там, где она состоялась, не было уже профессора Баженова, а был "враг народа", приговоренный к 25 годам исправительно-трудовых работ. В стеганой черной фуфайке, не по размеру короткой и узкой, ссутулившийся и съежившийся от холода появился он в 1952 году в Магаданском геологическом управлении, где из репрессированных геологов была организована Северная комплексная экспедиция № 8 при Первом управлении Дальстроя ММП СССР. Стране срочно потребовались высококвалифицированные кадры для изучения урановых месторождений Северо-Востока.

Три доктора наук, в том числе томичи – Баженов, Шахов, три опытных геолога-производственника – подобной мощной научной группы не знавали еще в тех краях. По воспоминаниям начальника этой экспедиции, тогда молодого специалиста В.Н. Липатова, работали ЗК-геологи добросовестно, творчески, вдохновенно, порой пускаясь в яростные теоретические споры на глобальные геологические темы, напрочь забывая в такие моменты о колючей проволоке вокруг отведенного для них флигеля. Даже унизительная лагерная система не могла уничтожить в них любви к Геологии. Вот почему составленный экспедицией научный отчет до сих пор вызывает у специалистов удивление глубиной проработки поставленных проблем.

Могу с уверенностью сказать – профессор Баженов был счастливым человеком. Несмотря ни на что, Господь дал ему долгую творческую жизнь. Иван Кузьмич смог увидеть, как на открытых им месторождениях стали работать рудники. Как образовались в глухих таежных местах рудничные поселки, в которых его избирали почетным гражданином. Он держал в руках металл, полученный из найденной им руды. А главное, он познал любовь, уважение и благодарность своих многочисленных учеников, для которых работал и творил всю жизнь. К ним и последующим поколениям геологов обратился Иван Кузьмич в предисловии своей монографии "Западный Саян".

ИВАН КУЗЬМИЧ БАЖЕНОВ В ПАМЯТИ ПОКОЛЕНИЙ

Время неумолимо. После Ивана Кузьмича Баженова сменилось уже не одно поколение геологов изучавших Сибирь обеспечивших «прирастание России Сибирью» и находивших необходимые ей запасы полезных ископаемых. Становится всё меньше и меньше людей лично знавших Ивана Кузьмича и работавших с ним.

Организаторы конференции обратились ко многим из них с просьбой прислать воспоминания об Иване Кузьмиче, вспомнить связанные с ним события, малоизвестные факты его биографии, наиболее запомнившиеся качества его как старшего коллеги, геолога, преподавателя и просто человека, прожившего сложную и подчас драматическую жизнь, совпавшую с трудным и противоречивым периодом истории России. Присланные материалы публикуются полностью с сохранением стиля и лишь с незначительными исправлениями и уточнениями.

Н.Н Амшинский
Доктор геолого-минералогических наук, профессор,., академик ПАНИ

МОЙ УЧИТЕЛЬ ИВАН КУЗЬМИЧ БАЖЕНОВ

Почти 70 лет прошло от первого моего знакомства с Иваном Кузьмичем Баженовым. В 1933 г. я стал студентом геолого-почвенно-географического факультета ТГУ, а через год – лаборантом кафедры минералогии. Ею руководил Иван Кузьмич. У него я писал свой дипломный проект, держал госэкзамен, а через 36 лет (1969 г.) в той же аудитории перед Ученым советом защищал докторскую диссертацию в его присутствии. Председательствовал на совете профессор В.А.Хахлов.

Но еще задолго до защиты мы пользовались советами Ивана Кузьмича. В те послевоенные годы я был главным геологом Березовской экспедиции и ей выпала доля резервировать все накопленные в Западной Сибири каменные коллекции бывших геологических организаций (Сибредметразведка, Цветметразведка, ЗСГРТ и др.). В Томске хранилось много каменного материала геологических партий. И все их надо было пересмотреть и проверить на радиоактивность с применением электроскопов (они были первым прибором для поисков радиоактивных элементов). Иван Кузьмич любезно согласился руководить этими работами в Томске в качестве консультанта экспедиции. Это были годы частых встреч и бесед с Иваном Кузьмичем. После вынужденного перерыва с 1949 по 1954 гг. эти контакты продолжались еще многие годы и всегда они были плодотворны.

Сейчас, вспоминая годы общения с Иваном Кузьмичем, понимаешь глубину сказанного поэтом – «большое видится на расстоянии». Действительно, все становится не только далеким, но и чрезвычайно важным, большим, весомым. Сам он, его дела – ученого и учителя, вырисовываются как исключительный, высокий по своей значимости научный и гражданский подвиг, как пример научного предвидения, достойный самой высокой оценки и подражания.

На его маршрутах ныне встречаем мы работающие рудные и горно-обогатительные комбинаты. Его упорство и глубокие всесторонние знания сломали прежние догмы о том, что алюминий возможно получать только из бокситов. Именно ему обязан своим существованием Ачинский глиноземный комбинат.

А сколько горячих сердец и умов зажжены им на творческий труд и научный поиск? Сколько его учеников стало выдающимися геологами, профессорами и академиками?

Иван Кузьмич был в числе тех первых организаторов Сибгеолкома, что создал сибирскую школу геологов во главе которой стояли лучшие умы геологической науки – академики М.А.Усов, В.А.Обручев, Н.Н.Горностаев, Б.Ф.Сперанский, Ю.А.Кузнецов, Ф.Н.Шахов, А.Я.Булынников и др. Каждый из них – целая историческая эпоха трудов и любовного отношения к своим ученикам, это истинные патриоты Отечества.

Иван Кузьмич взрастил замечательных сыновей, трое из которых стали геологами, это Александр, Владимир и Михаил, а четвертый Павел – вышел в отставку генерал-полковником сухопутных войск. И внук Ивана Кузьмича – Виктор, также стал кандидатом геолого-минералогических наук.

Это замечательно, что университет, которому И.К.Баженов отдал более полвека своей жизни, решил отметить 110-летие со дня его рождения. В наше смутное время, когда нашлось много охотников исказить и очернить русскую историю, такие экскурсы в прошлое имеют большое значение – они раскрывают истинную суть и правду жизни советской интеллигенции, русского народа. В

них раскрываются способности к творчеству, постижению самых больших высот науки и человеческого гения.

У меня на столе лежит книга «История поисков, разведка и освоение месторождений алюминиевого сырья Западной Сибири». Ее авторы Сухарина А.Н. и Запорожский Э.Ф. (Наука, Новосибирск, 1993). Научным редактором этой книги был я. В предисловии редактора я сделал некоторые замечания: «Предвидя рост потребления алюминия промышленностью и ограниченные возможности Сибири по бокситам, профессор Баженов И.К. с Груниным М.М. в 1937 г. изучал нефелиновые породы восточного склона Кузнецкого Алатау, как комплексное сырье на алюминий, поташ и цемент, а в 1949 г. направил ВКП(б) записку о целесообразности их освоения. В том же году Баженов И.К. был репрессирован и, вернувшись из лагерей ГУЛАГА, в 1953 г. не смог найти следов своей записки». Там же отметил, что еще в 1931 г. нефелиновыми породами, как эндогенным источником алюминиевого сырья в восточной части Кузнецкого Алатау, занимались геологи Хакасско-Минусинской базы, бывшего ЗСГРТ: Филатов К.С., Ермолаев С.С. и Бабинцев Н.И. К сожалению, как в те 30-ые, так и в середине 50-х годов руководство геологической службы страны и на местах проблему алюминиевого сырья связывало только с бокситами. Небезынтересно в связи с этим напомнить такой исторический инцидент. Когда руководитель тематических работ на алюминий Западной Сибири, сторонник бокситоносных кор выветривания довел до сведения бывшего министра геологии предложение сибирских геологов переключиться на нефелиновое сырье, ответил ему так: «У Вас внуки есть? Так вот, оставьте нефелиновое сырье изучать им». Но истина победила, не прошло и пяти лет, и проблема алюминия была разрешена силами бывшего ЗСГУ на базе уртитов Кузнецкого Алатау.

Вот пример дальновидности и предвидения, показанные Иваном Кузьмичем, и полного отсутствия этих качеств у лиц, указывавших на внуков.

В заключении предисловия мною было сказано: "а пути освоения нефелиновых пород Сибири пусть не будут забыты славные имена сибиряков Филатова К.С., Ермолаева С.С., Бабинцева Н.И., профессора Баженова И.К. и Грунина М.М. Они были первыми на пути к созданию глиноземного сырья из нефелиновых пород в Сибири".

Для меня Иван Кузьмич Баженов был не только учителем, но и примером трудолюбия, принципиальности, высоких моральных достоинств и человеческой доброты.

В.А Богданович
Выпускник Томского госуниверситета

Мне посчастливилось быть учеником Ивана Кузьмича Баженова в 1947-1949 годах (до момента, когда он был репрессирован). Я тогда был студентом геолого-почвенного факультета ТГУ.

Это было трудное послевоенное время. Среди нас, пришедших в университет после школы, было немало и прошедших войну, людей более старшего возраста, знания которым давались с большим трудом (так как у многих из них был перерыв в учебе по 5-6 лет и более). Но с каким упорством учились эти старшие студенты, и сколько трудов стоило тому же Ивану Кузьмичу вложить в наши головы знания! И Иван Кузьмич с необыкновенной настойчивостью старался передать свои знания нам, его ученикам. Ивана Кузьмича отличала добросовестность, чего он требовал и от студентов. Он был достаточно строгим учителем, но эта строгость сочеталась с беззаветным служением главному – науке. Он очень много, по-отечески, отдавал сил студентам, никогда не отмахивался от наших вопросов.

Иван Кузьмич очень гордился и заботился о минералогическом музее, в котором были собраны уникальные коллекции минералов. И в то же время музей всегда был открыт для студентов. Он всегда проявлял инициативу и поддерживал студентов в подготовке различных научных сообщений и докладов.

Мне довелось учиться в одной группе с Башиловым Владимиром, племянником Ивана Кузьмича. Мы, все студенты, жили в общежитии, а Иван Кузьмич принял своего племянника, в то трудное время, в свою семью. По словам Володи, Иван Кузьмич был очень хорошим семьянином, заботливым человеком.

Многие, с кем я учился, стали хорошими специалистами, и в этом немалая заслуга уважаемого ученого, профессора Ивана Кузьмича Баженова.

В.А. Булынников
Кандидат г.-м наук, выпускник Томского университета

В послевоенные годы Иван Кузьмич консультировал поиски древних алмазоносных россыпей на территории Кузнецкого Алатау (а, возможно, и всего юга Красноярского края), выполняемые коллективом геологов и геоморфологов под руководством Курцерайте Е.Д. Точная дата этих работ мне сейчас неизвестна.

В эти же годы он консультировал поисково-разведочные работы Березовской экспедиции в Западной Сибири (это общеизвестный факт). Но кроме этого весной 1956 г. и позже выезжал в Новокузнецк и Красноярск, где для геологов комплексных экспедиций ЗСГУ и КГУ читал лекции по геохимии урана и др. радиоактивных элементов, а также об основных зарубежных месторождениях и рудопроявлениях радиоактивного сырья. Совместно с сотрудниками кафедры он ознакомил работников химлаборатории с современными (в те годы) экспресс-методами определения радиоактивных элементов с демонстрацией этих методов на практике.

Будучи деканом геолого-почвенного факультета по возможности привлекал приезжающих в ТГУ геологов-практиков для ознакомления преподавателей и студентов- выпускников с новыми данными по поискам и разведке месторождений полезных ископаемых (конечно, не засекреченных). Так, Калугин А.С. в 1957 г. прочитал две лекции по результатам разведки железорудных залежей в Западно-Сибирской низменности и др.

Отдельные сведения в научно-производственной деятельности Баженова И.К. имеются в книге Крылова Г.В. и др. "Исследователи Кузбасса" (Кемеровское книжное издательство, 1983). О круге научных интересов и преподавательской деятельности, Вам, конечно, известно лучше. В наши студенческие годы он сидел.

И.А.Вылцан
Профессор Томского государственного университета

ПРОФЕССОР ИВАН КУЗЬМИЧ БАЖЕНОВ – ИЗ ПЛЕЯДЫ ВЫДАЮЩИХСЯ ГЕОЛОГОВ ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

В мои студенческие годы, а начало их совпало с первым послевоенным годом (я был восстановлен на первый курс геолого-почвенного факультета ТГУ, который закончил в 1951 году) на протяжении ряда лет во время учебы и позднее, когда я уже работал в университете, мне посчастливилось достаточно близко узнать наших профессоров Баженова И.К., Булынникова А.Я., Хахлова В.А., Кучина М.И., Кузнецова Ю.А. и других.

Профессор И.К.Баженов во время моей учебы возглавлял кафедру минералогии и кристаллографии, ему в ту пору было между 55-60 годами и он находился в расцвете своего творческого потенциала. Был он человеком деятельного склада и очень обязательным. По характеру добродушным, но требовательным. Запомнился он и тем, что выделялся и своей внешностью: был он среднего роста, на голове с небольшими залысинами, привлекал внимание прямой широкий лоб, проницательные, живые серые глаза на овальном лице. Портрет дополняли короткая под машинку стрижка и непременная щеточка седоватых усов. Со стороны он производил впечатление подтянутого крепкого спортивного вида человека. В молодые годы он был даже моряком торгового флота. И эта общая закалка сказалась на сохранении физического здоровья до глубокой старости (до 92 лет).

В 20-ые и 30-ые годы Иван Кузьмич был известным первопроходцем-геологом, проложившим сотни поисковых и картировочных маршрутов по горам и долинам в бассейнах рек Абакан, Кантегир, Хемчик, Мана и многих иных, оперяющих верховья Енисея в пределах Саянского хребта и его отрогов. В эти же годы он как энергичный и предприимчивый человек вошел в состав совета Сибгеолкома, возглавляемого Гудковым П.П. и Усовым М.А. Будучи хорошим специалистом минералогом, Иван Кузьмич в это непростое время открыл целый ряд рудопроявлений золота, меди, железа и др., позднее ставших достоянием широкой геологической общественности. Итогом данного периода исследований стала изданная в 1934 году книга «Западный Саян (Очерки по геологии Сибири)», в которой дана подробная характеристика геологического строения региона и выявленных проявлений полезных ископаемых. Изложенная в монографии разнообразная геолого-геохимическая информация послужила основой для многих последующих поколений геологов, проводивших свои исследования в Западном и Восточном Саянах, Кузнецком Алатау и других регионах.

... Об эрудиции и глубоких знаниях Ивана Кузьмича в области минералогических наук ходили легенды. В студенческой среде однажды разгорелся спор о том, сумеет ли Иван Кузьмич поста-

вить диагноз в отношении свойств обнаруженного студентом Ковалевым в общежитии «минерала» Студент Ковалев, сопровождаемый двумя своими коллегами, сразу после окончания лекций набрались храбрости, чтобы обратиться к Ивану Кузьмичу с просьбой определить образец. Иван Кузьмич взял этот таинственный образец и сказал, что посмотрит, как только освободится от срочных дел. На следующий день Ковалев, подталкиваемый своими сверстниками, пошел узнать результат определения данного «минерала». Иван Кузьмич, как потом выяснилось, обратился к студенту Ковалеву со следующими словами: «Вы, уважаемый, совсем плохо знаете основные минералы, если не смогли отличить кусочек старого сыра от близкого по цвету кальцита. Стыдно, товарищ Ковалев, нужно больше заниматься с коллекцией минералов». Вышедшего в коридор смущенного Ковалева одногруппники встретили дружным хохотом, так как они знали, что за «минерал» был передан Ивану Кузьмичу...

После второго курса полевую практику я проходил под началом Ивана Кузьмича, который в то время сотрудничал с Московским Советом по освоению производительных сил (СОПС) при АН СССР и по его заданию организовал на базе кафедры минералогии и кристаллографии специальную исследовательскую группу, составившую ядро поисковой экспедиции.

Эта геологическая экспедиция от Томского госуниверситета летом 1948 года, перед началом полевых работ в Западном Саяне, временно базировалась в казачьем селе Арбаты, расположенном в предгорьях Саянского хребта на правобережье р. Абакан, в 120 км от одноименного города и в 20 км от г. Абаза.

Возглавлял экспедицию профессор И.К.Баженов. Он был принципиальным начальником, судя по отзывам и нашим наблюдениям, ответственным и требовательным, но в то же время добрым, отзывчивым и мягким человеком. Об этом свидетельствует такой случай. В небольшом улусе в окрестностях с. Арбаты Иван Кузьмич разыскал своих, по прежним экспедициям, проводников, которые узнав в чем дело, практически сразу согласились поработать в очередной для них экспедиции по Западному Саяну. Главное же – оказать помощь в аренде до десятка лошадей как для верховой езды, так и под вьючную экипировку. После непродолжительных торгов об арендной плате за каждый «конедень» договаривающиеся стороны «ударили по рукам». Проводники – два пожилых хакаса, взяли обязательство через день представить договорное число лошадей... Возвращаясь после удачной сделки, обеспечивающей продолжение экспедиции, на базу, а я в тот день сопровождал Ивана Кузьмича, обсуждая результаты проделанной работы, он повторял известную поговорку: «Доверяй, но проверяй». Это означало, что Иван Кузьмич уже определенно, точно знал, что наши проводники хороши во всем, кроме пунктуальности, времени исполнения обещанного. Так и получилось. Иван Кузьмич во время переговоров не проявил необходимой строгости и «жесткой» требовательности «начальника» и об этой его слабости были хорошо осведомлены проводники еще по предшествующим экспедициям... Именно поэтому Иван Кузьмич решил дать нам, мне и Анатолию Тычинскому, поручение рано утром (в 4 часа) следующего дня отправиться за проводниками, чтобы ускорить их прибытие с лошадьми на базу, что мы безоговорочно выполнили...

По возвращении из Западно-Саянской экспедиции в конце лета, которая прошла вполне успешно благодаря опыту Ивана Кузьмича, ее участники включились в выполнение своих обязанностей в университете. Мы – студенты приступили к учебе на третьем курсе, преподаватели к чтению лекций, а Иван Кузьмич, кроме того, к работе в деканате. Он был в то время деканом геолого-почвенного факультета.

Что еще отличало Ивана Кузьмича как ученого и руководителя, так это присущие ему новаторские, по своей сути, черты прогрессивного организатора. Это проявилось в том, что он инициировал и создал при кафедре минералогии и кристаллографии научно-исследовательскую лабораторию, получившую позднее название экспериментальной минералогии и геохимии (ЛЭМИГ), укрепил ее штаты талантливой молодежью.* Будучи деканом, Иван Кузьмич показал незаурядные способности в укреплении и сплочении коллектива преподавателей факультета в подготовке высококвалифицированных, преданных своей специальности геологических кадров.

Иван Кузьмич был чутким и внимательным воспитателем и наставником студенческой молодежи вообще и особенно в общении с хорошо и отлично успевающей ее частью. Он педантично соблюдал такой элемент влияния и воздействия на студентов как регулярное проведение семестровых собраний всего коллектива факультета. На этих форумах подводились итоги работы факультета и, в первую очередь, успеваемость студенческих групп за семестр. В заключительной части такого рода встреч проводилось поощрение отличников учебы почетными грамотами и подарками (я до сих пор храню монографию, которая была вручена мне Иваном Кузьмичом).

---

* Лаборатория была открыта в 1971 году (Прим. редактора).

По мнению большинства участников этих собраний, такая форма общения всех студентов и преподавателей факультета благотворно влияла на укрепление дисциплины в коллективе и воспитание патриотизма. Позднее видоизмененная форма встреч, но уже выпускников факультета, нашла свое закрепление в традиционных апрельских жегодных, в «День геолога» встречах выпускников с преподавателями через каждые прошедшие пять лет...

...Каким был Иван Кузьмич в повседневной жизни – вне стен университета? Известно, что он регулярно, практически каждый свободный день, совершал пеший маршрут от своей квартиры, когда он жил на пр. Ленина (близ ул. Учебной), до городского рынка (теперь там находится драмтеатр) и обратно. Одно время я жил на ул. Учебной и по пути из ТГУ часто встречал Ивана Кузьмича, возвращавшегося домой. Ему было уже далеко за 80 лет и мне было любопытно, как он преодолевает лестничный подъем перед главным корпусом Политехнического. Он был почти в два раза старше меня, но, преодолев этот подъем, мне казалось, что дышит он так же спокойно, как и до него. Я же ощущал иное...

В этой связи сакраментальный эпизод мне рассказал один из участников празднования юбилея – дня открытия рудника Тёя на юге Хакасии. После официальных торжеств и вручения подарков первооткрывателю месторождения Ивану Кузьмичу Баженову руководители администрации предложили гостям сделать маршрут-восхождение на вершину соседней сопки, где Иван Кузьмич в молодые годы обнаружил богатые железные руды. Среди участников праздника были в основном молодые и средних лет мужчины. Лидеры этой затеи громогласно заявили, что Иван Кузьмич по причине преклонного возраста (ему было уже за 80!) остается отдыхать в рудоуправлении. Остальные, кто пожелал, тут же отправились на восхождение... Был жаркий летний день, и поход, несмотря на частые остановки, проходил в довольно быстром темпе. Участники, особенно те из них, кто имел лишний вес, чертыхаясь и обливаясь обильным потом и громко переговариваясь... между собой, с короткими остановками, чтобы перевести дух, поднимались все выше и выше. Наконец, уставшие и измотанные они достигли вершины. Каково же было их удивление, когда они увидели первооткрывателя – Ивана Кузьмича, который был давно уже на вершине и улыбаясь встречал их, сидя на камне, состоящем из той железной руды, которую он и открыл. Для всех это был настоящий шок! Некоторые от восторга прослезились...

Помимо большой роли в подготовке и воспитании значительного числа высококвалифицированных специалистов геологов-геохимиков и аспирантов Иван Кузьмич внес существенный вклад в развитие минерально-сырьевой базы Сибири. При его непосредственном участии, кроме множества рудопроявлений, были открыты Тёйское железорудное, Горячегорское и Кия-Шалтырское нефелиновые, Усинское асбестовое месторождения, Джебашские железистые кварциты.

Таким мне запомнился Иван Кузьмич -- учитель, Человек с большой буквы, наставник многих поколений геологов, продолжающих дело своего выдающегося предшественника.

С.Л. Шварцев
Доктор геолого-минералогических наук,профессор, лауреат Госпремии СССР

ЧЕЛОВЕК МНОГОГРАННОГО ТАЛАНТА

С профессором ***Иваном Кузьмичем Баженовым*** я познакомился еще будучи студентом 4-ого курса Томского политехнического института в сентябре 1958г. при следующих обстоятельствах. На кафедре гидрогеологии и инженерной геологии ТПИ в это время под руководством моего непосредственного учителя *Павла Афанасьевича Удодова* активно разрабатывался гидрогеохимический метод поисков рудных месторождений, идеями которого я, как и многие другие, был страстно увлечен. Встал вопрос о необходимости углубления знаний по геохимии, курс которой в то время в ТПИ не читался. Я обратился в Томский государственный университет, в котором в это время лекции по геохимии читал профессор *И.К. Баженов.*

И вот в конце сентября 1958г. я не без волнения отправился на кафедру минералогии ТГУ, которой в это время заведовал *Иван Кузьмич*, и обратился с просьбой прослушать у него курс лекций по геохимии. Он любезно согласился и дал расписание занятий. Так я получил возможность повысить свою квалификацию в области геохимии в ТГУ, за что и сегодня глубоко благодарен профессору *И.К. Баженову.*

ПРЕКРАСНЫЙ ЛЕКТОР

И.К. Баженов с самой первой встречи произвел на меня неизгладимое впечатление, которое усиливалось еще тем, что я уже знал о его больших геологических открытиях и научных разработках. Своим внешним видом он также соответствовал моим представлениям о профессоре. Небольшого роста, но с крупной округлой головой он производил впечатление человека, обладающего большой внутренней силой, способного глубоко мыслить и заражать окружающих своей энергией. Вместе с тем это был исключительно скромный человек с мягким характером, высоко интеллигентный, добрый, но одновременно и весьма требовательный.

Первая же лекция подтвердила мои впечатления о высоком интеллекте Ивана Кузьмича, его широком кругозоре, глубоком знании предмета. К четвертому курсу обучения любой студент накапливает опыт по качеству читаемых лекций преподавателями. Естественно, что такой опыт был и у меня. Из тех преподавателей, которых я уже слушал, образцом служили лекции проф. Л.Л. Халфина, доцентов В.А. Нуднера и Г.А. Сулакшиной. Были, конечно, и обратные примеры. На этом фоне лекции *И.К. Баженова* отличались своей фундаментальностью, строгой логичностью, доступностью для понимания, широтой тематики и глубиной изложения темы. Такие лекции приятно было посещать.

Конспектов прослушанных лекций у меня, к сожалению, не сохранилось. Но некоторые темы, которые читал И.К. Баженов, у меня в памяти хранятся до сих пор. Много внимания уделялось в лекциях строению атома и на этой базе классификации химических элементов на литофильные, халькофильные, атмофильные и сидерофильные. Конечно, были и другие классификации, но эта, взятая из работ известного геохимика В.М. Гольдшмидта, использовалась особенно широко, в том числе при рассмотрении геохимии магматических, метаморфических, осадочных и гипергенных процессов, распространении химических элементов в земной коре, их миграционных особенностей и т.д. Много внимания в лекциях уделялось метаморфизму, его природе и причинам, метасоматозу, гидротермальным явлениям, выветриванию горных пород, радиоактивности элементов и т.д. Но главными, пожалуй, были темы, связанные с различными процессами рудообразования, которое традиционно для Сибирской геологической школы связывалось главным образом с явлением магматизма.

Без всякого преувеличения можно сказать, что несмотря на практически полное отсутствие в 50-х годах учебников по геохимии (имелся только учебник А.А. Саукова), Иван Кузьмич читал в Томске довольно полный по тому времени курс геохимии, основанный на базе учений В.И. Вернадского, А.Е. Ферсмана, Б.Б. Полынова, С.С. Смирнова, В.М. Гольдшмидта, Н.Л. Боуена и др., который, судя по появившимся несколько позже учебникам А.И. Тугаринова, В.В. Щербины, Б.А. Гаврусевича, Я. Мияки, существенно не отличался от курсов, читаемых в МГУ, ЛГУ и зарубежных странах. Все это позволяет мне поставить Ивана Кузьмича в число не просто лучших лекторов, но и лекторов, которые активно формировали содержание курса геохимии в 50-е годы. И Томск в этом направлении занимал, вне всякого сомнения, одно из лидирующих положений.

ДОВЕРИЕ МОЛОДЫМ

Среди тех лекций, которые читал *И.К. Баженов*, уже в то время была и тема о геохимических методах поисков, включая лито-, био- и гидрогеохимические их разновидности. Этой темой заканчивался курс геохимии. Случилось так, что *Иван Кузьмич* предложил мне прочитать полную 2^x-часовую лекцию о гидрогеохимическом методе поисков студентам 5 курса ТГУ, с которыми я слушал геохимию.

Молодости свойственна смелость, т.к в эти годы знания поверхностны и складывается ложное самомнение об их уровне и глубине познания. Видимо, поэтому я согласился.

К лекции я готовился тщательно, прочитал ряд научных статей (учебников не было), подобрал демонстрационный материал, включая результаты собственных исследований, взял для показа полевую гидрогеохимическую лабораторию, которую мы носим с собой в маршрутах. Долго думал над планом лекций, советовался со своим непосредственным учителем *П.А. Удодовым*.

И вот в начале 1959 г. первая в моей жизни полноценная лекция состоялась. Я и сейчас хорошо помню ее содержание – видимо слишком велик был эмоциональный настрой. В начале я рассказывал об условиях и факторах, которые определяют формирование водных потоков рассеяния и о миграционной способности химических элементов в водной среде, затем о применяемой нами методике полевых исследований при разных масштабах, о методах анализа проб воды на тяжелые металлы, в частности, подробно говорил о методе ТПИ и завершил лекцию рассказом о методах интерпретации полученных данных, выделения гидрогеохимических аномалий и их геологической оценки.

Насколько удалась лекция мне судить трудно, хотя студенты и сам *Иван Кузьмич* слушали внимательно и даже записывали. Я достаточно хорошо рассчитал время и мне казалось, что лекция

удалась, но *И.К. Баженов* после ее окончания сказал достаточно сухо «хорошо», из чего можно было заключить, что на самом деле не все так хорошо, как хотелось бы.

Приведенный пример, на наш взгляд, как нельзя лучше раскрывает сущность *Ивана Кузьмича,* как педагога. В первую очередь, она проявляется в доверии молодым, поддержке их внутреннего эмоционального настроя на приобретение знаний, поощрении творческого начала и его развития. Нельзя не подчеркнуть и его смелости: ведь студент 4-ого курса другой специальности и вуза читал лекцию студентам 5 курса, которые значительно больше знали в области геохимии. Наконец, и это возможно главное, *И.К. Баженов* не чурался студентов, он считал их своими коллегами, конечно с меньшим объемом знаний и опыта, но в чем-то, в некоторых аспектах познания, способных превзойти своего учителя. Умение своевременно разглядеть такие наклонности в молодом человеке – очень важная и прогрессивная черта этого человека.

ЭКЗАМЕНАТОР

В вузе любой базовый предмет заканчивается экзаменом. Так было и на этот раз. Курс был достаточно большой и подготовиться к экзамену было непросто. Уже в течение семестра я старался читать рекомендованную нам дополнительную литературу. В частности, в то время в Томске появилась только что вышедшая из печати книга *В.И. Лебедева «Основы энергетического анализа геохимических процессов» (1957г.),* которую мне удалось приобрести и которую я начал активно изучать. Надо признаться, что книга для меня оказалась сложной, многие разделы абсолютно непонятными и часто после лекций я обращался к *Ивану Кузьмичу* с теми или иными вопросами, особенно по энергетике геохимических процессов.

В.И. Лебедев в своей книге часто ссылается на работы *Александра Евгеньевича Ферсмана,* 3-ий том избранных трудов которого появился в 1955г. и который я также приобрел, где меня особенно заинтересовали главы, посвященные миграции химических элементов и геохимии гипергенных процессов. По сути, кроме конспекта лекций *И.К. Баженова,* эти две книги явились базовыми при подготовке к экзамену.

То ли мои достаточно многочисленные вопросы, то ли еще какие-то скрытые от меня обстоятельства, но когда я с большим волнением зашел на экзамен к *Ивану Кузьмичу,* то услышал: «Давайте Вашу зачетку», которую он раскрыл и молча поставил оценку «отлично», не задав ни одного вопроса, чем меня в некоторой степени расстроил, т.к. лишил возможности показать свои знания, которые я достаточно добросовестно пополнял в течение всего семестра.

Думаю, что этот эпизод не требует особых комментариев и еще раз характеризует *Ивана Кузьмича*, как Учителя в самом высоком значении этого слова.

ОФИЦИАЛЬНЫЙ ОППОНЕНТ

Второй раз мне посчастливилось близко общаться с профессором *И.К. Баженовым* после того, как в начале 1964г. я завершил написание кандидатской диссертации. Тема исследований касалась разработки гидрогеохимического метода поисков в условиях развития многолетнемерзлых пород на примере Норильских медно-никелиевых месторождений. В своей работе я достаточно подробно излагал не только вопросы геохимии подземных вод, но и доказывал возможность развития процессов окисления в условиях многолетней мерзлоты, миграции химических элементов в мерзлых породах, описывал минералогию зон окисления и т.д. Когда встал вопрос об оппонентах, естественно возникло предложение о *И.К. Баженове*, к которому я и обратился.

Иван Кузьмич взял мою диссертацию и попросил прийти через несколько дней, что я и сделал. Он без особых колебаний и, как всегда, без многословия, согласился ее оппонировать, сделал несколько незначительных замечаний, которые еще можно было исправить, и, что самое главное, посоветовал изменить название диссертации, которое совершенно не меняло ее сути и не требовало каких-либо больших переделок или доработок, но которое делало работу более цельной и более строгой.

Я не помню, с каким названием я принес работу профессору *И.К. Баженову*, но по его рекомендации оно стало следующим: "Формирование химического состава подземных вод в районах сульфидных месторождений в условиях развития многолетнемерзлых пород". Дело в том, что написанная мною работа была довольно многоплановой и разношерстной. Достаточно сказать, что у меня к тому времени уже было 7 публикаций, в том числе в центральных журналах «Геология рудных месторождений», «Доклады АН СССР», «Геология и геофизика», три работы были приняты к печати. Они касались разных аспектов гидрогеологии, геохимии криогенеза, геохимических методов поисков, миграции химических элементов и т.д. И все эти вопросы, естественно, хотелось изложить в диссертации, название которой поэтому трудно было подобрать.

И вот тут *Иван Кузьмич* нашел блестящий вариант. Поразительно, как он быстро определил основное содержание написанной работы и сумел найти связующую нить через формирование состава вод районов сульфидных месторождений. Именно районов, поскольку описание велось целого региона, а не только месторождений. В этом эпизоде, как нельзя лучше проявился ум и талант профессора *И.К. Баженова*. Это - умение быстро схватывать основное содержание прочитанного, концентрировать внимание на главном, связывать в логическую схему разнородные факты и делать из них блестящие выводы, емко выражать мысли. Все это возможно только при наличии глубоких знаний предмета.

Надо ли говорить, что отзыв на диссертацию также был емким, сконцентрированным на главном, весьма содержательным, нацеленным на будущие исследования. Мне особенно приятно было услышать от заведующего кафедрой минералогии, что мои описания минералов являются грамотными, полными и носят часто исследовательский характер. Можно добавить, что нами совместно с *Б.В. Олейниковым* немного позже в зоне окисления Норильского месторождения открыт новый минерал никельгексагидрит, который в работе описывался, как неизвестный, но условия его нахождения и формирования были изучены довольно полно, что также отметил *Иван Кузьмич*.

ИВАН КУЗЬМИЧ И ЕГО СЕМЬЯ

Так уж случилось, что с семьей *Баженовых* мне посчастливилось познакомиться довольно близко. Достаточно сказать, что с Александром Ивановичем Баженовым – старшим сыном Ивана Кузьмича мне довелось жить в течение восьми месяцев в одной комнате в общежитии Московского государственного педагогического института иностранных языков имени Мориса Тореза, когда мы вместе изучали французский язык в 1965/66 уч. году. С третьим сыном *Ивана Кузьмича* Владимиром Ивановичем мне посчастливилось жить в течение десяти месяцев в одной квартире в Конакри (Гвинейская республика), где мы вместе работали с ним в политехническом институте в 1966/67 и 1967/68 уч. годы. Внук Ивана Кузьмича Виктор Александрович учился у меня в аспирантуре в течение 3-^{х} лет.

Под влиянием этих, а, возможно, и других обстоятельств мне с женой Ниной Михайловной довелось неоднократно бывать в семье самого *И.К. Баженова* или его детей, где присутствовал и сам глава *Иван Кузьмич,* в том числе за праздничным столом, познакомиться с его женой Марией Семеновной, встречаться с остальными сыновьями – генералом армии Павлом Ивановичем и геологом Михаилом Ивановичем, женами всех четырех сыновей и другими внуками. Поэтому у меня сформировалось достаточно полное представление об этой семье, которое очень кратко можно выразить как весьма и весьма благоприятное.

Большая семья *И.К. Баженова* – это безусловно высокоинтеллигентная ячейка, хранящая многолетние, а может и многовековые традиции рода, сформированные не одним поколением. Одна из черт этих традиций – уважительное отношение к главе рода, его мнению, поведению, словам, поступкам, желаниям. Нет, это не поклонение волхвам или сильным мира, скорее это духовное братство или союз единомышленников, объединенный единой идеей и организованный по строгим правилам, где каждый знает свое место и играет свою роль без какого-либо принуждения или команды. Все делается по давно заведенному порядку, который настолько же естественен, как наш сон, еда, работа, дом, семья, мысли. Заведенные в доме традиции восходят к лучшим образцам Российского дворянства, где каждое действо заранее известно, расписано и совершается изо дня в день также неумолимо, как идут часы на стене или течет вода в реке.

Второе, что хотелось бы отметить, это семейная спаянность, дружелюбие и поддержка. По праздникам или семейным датам, собираются по сути только члены семьи. Неоднократно оказывалось, что среди родственников присутствовали только мы с Ниной Михайловной и больше ни одного человека из посторонних. В какой-то мере нам было даже неудобно, но все это делалось настолько искренне и доброжелательно, что в конечном итоге становилось естественным. Конечно, нам было очень приятно и мы считали и считаем за большую честь быть в семейном кругу *Баженовых* и весьма благодарны за это *Ивану Кузьмичу* и другим членам этой семьи. На праздники родственники обычно собирались в максимально возможном составе, хотя, конечно, члены семьи из других городов, например, Павел, Михаил, внук Сергей отсутствовали чаще других.

Мария Семеновна воспитывала детей и внуков очень заботливо, но строго. Все они получили прекрасное разностороннее воспитание, в том числе и музыкальное. Для всех детей *И.К. Баженова* характерен энциклопедический характер ума, отличающийся знанием множества различных фактов не только по своей конкретной специальности, но и, например, исторических. Эта черта Баженовых, вероятно, следствие передачи соответствующей системы воспитания из поколения в поколение. По этой причине им легко давались иностранные языки, о чем я мог убедиться лично. Так, например, и Александр Иванович и Владимир Иванович за короткий срок овладели французским языком, хотя были уже далеко не юношами.

Как известно, *Иван Кузьмич* был незаконно репрессирован по так называемому «Красноярскому делу». Но ни разу ни от него, ни от его близких я не слышал жалоб на этот криминал. Мне представляется, что в этом кроется еще одна черта *Баженовых*: никогда не жаловаться, не роптать, мужественно переносить все тяготы судьбы, не искать виновных, преодолевать возникающие трудности самостоятельно. Именно самостоятельность в выборе жизненного пути, выборе профессии, методов геологического поиска, научных исследований характерная черта *Ивана Кузьмича* и его детей. Умение самостоятельно принимать решения, которое хорошо гармонирует с суровой сибирской природой и профессией геолога, по нашему мнению закалила, сплотила и укрепила эту семью, сделав ее крепким орешком, который расколоть не так просто.

****

Мне кажется, что в своей многоплановой деятельности профессор *И.К. Баженов* всегда умел попадать в точку, которую вначале никто не видел. Постепенно эта точка становилась видимой для все большего числа людей, расширялась, множилась и росла, становясь теорией, месторождением, законом, правилом, символом. С расширением числа и размеров таких точек становилось все более понятно, что перед нами человек необыкновенного ума, небывалой эрудиции, твердого характера, крепких моральных устоев, человек, тесно связанный с сибирской природой и хорошо ее понимающий. Таких людей в народе называют мудрыми. Мне очень посчастливилось, что я мог соприкоснуться с этим человеком многогранного таланта и взять у него частичку мудрости, опыта, знаний, которые мне в жизни постоянно помогают и которые я стараюсь множить. Я всегда с трепетом вспоминаю встречи с этим замечательным ***Учителем*** и постоянно ощущаю его влияние.

Липатов В.Н.

Теперь об Иване Кузьмиче.

В те годы в Магадане я работал в управлении п/я 14 МВД СССР в должности начальника полевой партии. Весной 1952 г. сформировали специальные партии из 6 человек – «врагов народа», меня назначили начальником, а их – коллекторами (Шахов Ф.Н., Баженов И.К., Шейнман Ю.М., Филатов К.С., Предтеченский Г.А., Скуратов Г.М.).

Полевой сезон 1952 г. мы работали на Чукотке в Певекском районе, а камералка была в Магадане в Управлении п/я 14 (поиски, разведка, эксплуатация урановых месторождений, кстати, весьма бедных в тех местах, но в те годы и это был хлеб).

«Враги народа» жили и работали в Управлении п/я 14 в отдельном флигеле на первом этаже, огороженном колючей проволокой. Я работал вместе с ними. У меня с Шейнманом Ю.М. был раздел по петрографии гранитного массива. У Ивана Кузьмича – минералогия. Шахов Ф.Н. осуществлял общее методическое руководство, то есть был фактическим начальником над нами. У Филатова К.С. – разведка, подсчет запасов, экономика и прочее. Во время рабочего дня при нас находился слухач-стукач из первого отдела (или от МГБ), который в моей рабочей комнатке большей частью спал. При них находился постоянно хозяйственный рабочий – заключенный по уголовной статье. Он свободно ходил в лагерь за продуктами, готовил пищу, убирал в комнатах и т.д. С точки зрения «органов», он был социально не опасный и политически благонадежный «свой» человек. По работе я общался большей частью с Шейнманом Ю.М., сидевшим два раза – при Ежове (Норильск) и при Берии.

Если Шахов и Шейнман воспринимали свое положение внешне легко, даже с каким-то юмором, часто парили в теоретических облаках на геологические темы в глобальном масштабе, то Иван Кузьмич целиком отдавался своей работе – минералогии, трудился честно, добросовестно и очень ответственно. Ведь раздел в отчете у него был, пожалуй, самый трудоемкий, ответственный – вещественный состав урановых руд с вопросами генезиса и пр. Здесь с ним случались некоторые казусы. Дело в том, что все сотрудники Управления п/я 14, и мы в том числе, не должны были произносить слова «уран». Оно было закодировано «альбитом» – альбитовая чернь, альбитовая смолка, альбитофан и т.п. абракадабра. Иван Кузьмич (да и все сотрудники Управления п/я 14) часто забывал это и очень сокрушался, переживал, особенно при слухаче-стукаче (к счастью, он заходил очень редко). Иван Кузьмич был в недоумении, как можно закодировать такие урановые минералы, как цейнерит, торбернит, тюямунит и др. Помню, кто-то внес рацпредложение – окрестить, например, тюямунит х.....том, используя богатство и красочность русского языка. Иван Кузьмич, конечно, не употреблял подобных выражений, но сатирический юмор оценил. По завершении отчета по Чукотке главный геолог Управления Лу-

гов С. Ф. дал им задание модернизировать отчет по Бутугычагу (месторождение урановой черни) – этот толстенный талмуд надо было сократить раза в три-четыре, т.е. до квинт-эссенции для ГКЗ. Здесь на плечи Ивана Кузьмича также легла вся минералогия, а срок был жесткий, всего два месяца. И мне пришлось без ведома начальства разодрать этот совершенно секретный талмуд на части, чтобы все могли одновременно работать над своими разделами. Ну, и досталось же мне от начальника первого отдела, полковника Семенова Михаила Семеновича (этот анекдот дошел даже до тамошнего МГБ).

Короче говоря, по завершении всех работ мы расстались летом 1953 г., после смерти Сталина И.В., на что они уповали с надеждой освобождения. Я уехал в отпуск на «материю», они – снова в лагерь. По возвращении я узнал, что «враги народа» все оптом реабилитированы.

С Шаховым и Шейнманом я несколько раз еще встречался, в частности, в Новосибирске на Петрографической конференции вместе со Спиридоновым В.Т. Ивана Кузьмича больше не видел. Только в конце 70-х годов, будучи в командировке на Белой зиме (месторождение пироксеновых карбонатитов), встретил девушек-студенток или аспиранток Томского университета. Они мне сказали, что Иван Кузьмич жив, здоров, иногда пешочком приходит на свою кафедру пообщаться со студентами и коллегами. Вообще, Иван Кузьмич очень напоминает мне моего учителя, профессора минералогии МГУ Смольянинова Н.А., который принимая экзамен, переживал за студента больше, нежели сам студент за себя.

Б.Н Лузгин
доцент Алтайского государственного университета, выпускник Томского университета 1960 года.

О МОЕМ УЧИТЕЛЕ

Незадолго до того, как это произошло, у нас, тогда студентов третьего курса университета, полушепотом проползли слухи: возвращаются сразу три профессора-геолога. Таких профессионалов у нас почти не было. А здесь – сразу трое. И специализации у них разные – будут возглавлять кафедры соответственно минералогии и кристаллографии, петрографии и исторической геологии и палеонтологии. А судьба у них, как будто, сродни. Были сосланы. Работали «в местах не столь отдаленных» – в Норильске, Магадане. И вроде бы коллекторами, если не младшими (низшие должности техников). И все трое удосужились этого за «космополитизм» – чуть ли не раболепство перед всем иностранным. То ли публиковали результаты своих исследований за рубежом, то ли…

Повторяю, для нас, для университетской жизни это было крупным событием. Поэтому и запомнилось. Но реальное появление всех их выглядело весьма обыденно.

У Александра Яковлевича Булынников мне не довелось учиться. Читал он у «геохимиков» и то недолго. Но в памяти осталось его доброе лицо, крупный нос, тихий голос и заметная картавость, а также впечатление глубокой усталости. Во всяком случае, блеска в его глазах я не приметил.

А с двумя другими – Венедиктом Андреевичем Хахловым и Иваном Кузьмичем Баженовым довелось познакомиться достаточно близко. И, прежде всего, осталось впечатление резкого контраста между этими людьми, которое и поныне явно присутствует во всех моих воспоминаниях о том времени.

Венедикт Андреевич производил впечатление вальяжной, почти аристократичной персоны, с плавными, округлыми движениями и дружеским расположением к собеседникам и студентам. Вел он себя с большим достоинством. Эрудит в своем деле и разносторонне образованный человек (в том числе и способный художник), он позволял себе и чтение лекций в каком-то свободном ключе, не придерживаясь строго ни программ, ни планов. Темы излагались им кратко и просто и практически всегда сопровождались воспоминаниями о своих находках, открытиях, обобщениях. Во всем сквозило его собственное я, отраженное во многих приметных событиях. Некоторые из нас, шутя, характеризовали эти лекции как «Я и палеонтологиЯ». Но было что-то в них глубоко импонирующее, а порой почти откровенно завораживающее.

Ни до, ни после я не слышал ни от кого таких своеобразных и, на мой взгляд, очень дельных советов. Он предлагал нам, пока мы живем в крупном сибирском городе, больше приобщаться к культуре и искусству; обязательно, несмотря ни на что, ходить в театры, на концерты, изыскивая для этого время даже за счет учебы. Он рекомендовал не штудировать учебные сведения о «ракушках», а как можно больше знакомиться с ними, просматривать, практически почти перелистывая, альбомы и монографии с рисунками и фотографиями ископаемых организмов.

Мне хорошо и прочно запомнились его рассуждения об этапах постижения знаний. В начале, когда багаж их исключительно мал, нам все представляется совершенно ясным. И мы уверенно определяем любые учебные экспонаты изучаемых ископаемых. Затем, когда изученных форм становится

больше, появляются сомнения в большинстве собственных определений. Наконец, наступает почти замешательство, приходит неверие и в свои диагностические способности, и в возможность объективного точного определения вообще. И – вновь постепенное прояснение уже на качественно ином уровне познания. И, как следствие, приобретение относительно добротных знаний: приличная степень распознания объектов исследований, но большая часть определений уже сопровождается известной долей скепсиса. Думаю, что так оно и есть, что так оно и должно быть.

Позднее не раз читал и глубоко разделяю это мнение, что геолог в принципе не может не быть человеком, постоянно сомневающимся в своих выводах, в существующих концепциях, даже в полноте и объективности своих давних наблюдений. Странно, что большинство сегодняшних ведущих специалистов отличаются предельной безапелляционностью суждений; похоже, что собственно единомнение, однозначность и решительность всецело покоряют прежде всего их самих.

Иван Кузьмич из сегодняшнего далека представляется мне человеком и ученым весьма контрастным сравнительно с Венедиктом Андреевичем. Не было в нем ни дородства, ни стремления поблистать. Даже сама его фигура, к тому времени немного согбенная; несколько семенящая походка с широко расставленными ступнями ног; круглая крепкая голова на короткой шее и другие детали, вплоть до топорщащихся жестких усов, - все отражало упорство его натуры.

Лекции его далеко не были блестящими внешне. Но они были хорошо выверены. Он всегда пользовался стопочкой плотно исписанных листов. Говорил он, что называется, «себе под нос». Голос был глух и тих. И многие из студентов относились к его лекциям, скажем так, не очень прилежно, кое-кто почти не записывал. Но – это внешне. На самом деле, лекции были глубокими по содержанию. И, что особенно привлекало меня, это то, что от них всегда веяло новизной, всегда приводились совершенно новые сведения, в том числе достаточно многочисленных зарубежных исследователей. Это было новым для нас, «воспитуемых» в духе противоборства со всем иностранным, от брюк-трубочкой, пестрых галстуков и до исходных идеологических позиций, отнюдь не только политического характера. Думаю, учитывая опыт в этом отношении Ивана Кузьмича, с его стороны это было проявление, если хотите, мужества.

Он был более традиционен по отношению к обучению, учебным планам и программам. Был определенно строг и требователен. Он много давал и, очевидно, считал себя вправе также спрашивать.

Я не помню даже намека на какую-то сложность моих отношений с ним – ни конфликтов, ни недовольства, ни непонимания. Жена моя была убеждена, что он меня «любил». Не знаю и не думаю, чтобы это было так: ничто не говорило о каком-то особом ко мне расположении. И очень хочется думать, что такое доброжелательное отношение у Ивана Кузьмича было ко многим. Мне нравится считать, что эта доброжелательность была одной из сокровенных особенностей этого человека.

После защиты мною диплома под его руководством Иван Кузьмич по собственной инициативе принимал участие в определении моего дальнейшего пути. Зная, что я не могу остаться в Томске, он обговаривал мое устройство во Фрунзе, в академический институт, что не состоялось, да и не могло состояться. Обстоятельства побуждали меня устроиться на работу так, чтобы семья проживала не в горных условиях, но в умеренном климате и там, где могла быть добротная медицинская помощь. Оставив семью в заштатном Бийске, я стал работать «в поле» в отрыве от нее и вскоре оказался на руднике Веселом в Горном Алтае, где базировалась небольшая геологоразведочная (поисковая) партия.

Не помню, как именно это произошло, но лет через пять после окончания университета я поступил в заочную аспирантуру к Ивану Кузьмичу и изредка обменивался с ним деловыми письмами. И, опять-таки, все складывалось естественно и очень не назойливо. Я выслал ему рукописи первых статей, раза два-три отдельные главы диссертации. Замечаний по работе было немного, и все они сводились к кратким советам.

В немногих же беседах того времени, которые бывали по приезду в Томск, Иван Кузьмич как бы приземлял мои «амбиции». Очень хорошо помню его определение кандидата наук как человека, который просто способен заниматься наукой, и – не более; как специалиста, овладевшего основными методиками геологических исследований. Он не довлел, не заставлял что-то менять в системе складывающихся взглядов, на что-то или на кого-то «побольше» ссылаться; он не настраивал на «нужный» лад; он просто помогал вам стать специалистом своего дела, если, разумеется, вы к этому сами стремились. Поэтому, я думаю, он был и очень независимым и деликатным человеком.

Если бы меня спросили, что все-таки было в нем определяющим, я, пожалуй, не нашел бы какого-то единственного соответствующего понятия. Но для меня он был таким Учителем, к которому благодатное чувство глубокой признательности я сохранил до сегодняшнего дня. И буду хранить далее.

Манаева А.В., Бальтер Б.Л
бывшие сотрудники ЦЛ ЗС ПГО: начальник лаборатории и ст. инженер, кандидаты г.-м.наук

Мы были последними аспирантами Ивана Кузьмича Баженова. Он был научным руководителем наших диссертационных работ по минералого-геохимическим исследования никеленосных кор выветривания Салаира и рудовмещающих толщ полиметаллических месторождений Рудного Алтая (соответственно).

Общение с Иваном Кузьмичем всегда доставляло большую радость. Он обладал необычайной широтой знаний, добротой и простотой. Беседы с ним проходили как со старшим товарищем: очень свободно и интересно. Ему можно было без стеснения задать любой интересующий вопрос и получить на него ответ. Иван Кузьмич никогда не навязывал своего мнения, но всегда как бы незаметно подсказывал в каком направлении нужно вести научную работу. Требовал, чтобы исследования были детально, всесторонне проведены и обоснованы фактическим материалом. Часто он приглашал нас в свою скромную квартиру с уникальной библиотекой, где нас всегда приветливо и тепло встречала Мария Семеновна, его заботливая жена. Там он научил нас работать с литературой.

Иван Кузьмич привил нам интерес к знаниям и любовь к минералогии и методам ее изучения, показал возможность сочетания описательной минералогии с практическим использованием ее при выработке поисковых критериев, давал ценные рекомендации по детальному комплексному изучению вещества геологических объектов и максимально возможному извлечению полезных компонентов.

В нашей памяти сохранились глубоко научные лекции по минералогии, геохимии и генезису талантливого ученого-минералога. Его идеи и советы по комплексированию методов развиваются и совершенствуются в лаборатории и в настоящее время.

Под руководством Ивана Кузьмича в нашей лаборатории были начаты и позднее проводились работы по составлению шлиховых карт, используемых при прогнозных и поисковых работах. Бесценны рекомендации Ивана Кузьмича по безотходному использованию труднообогатимых нефелиновых руд по комплексу *глинозем – сода – удобрения – керамика.*

Мы с благодарностью вспоминаем приезды Ивана Кузьмича в Западно-Сибирское ПГО для проведения цикла лекций по полезным ископаемым и методам их изучения. Нам очень повезло, что прекрасный человек, большой талантливый ученый Иван Кузьмич Баженов был нашим научным руководителем. Это очень помогало нам в нашей работе. Связь с ним мы сохраняли в течение многих лет.

А.И.Мостовской
Заслуженный геолог РФ, канд. г.-м. наук, выпускник Томского университета 1955 года.

Обстоятельства сложились таким образом, что годы моего обучения на геолого-географическом факультете ТГУ (1950-1955 гг.) совпали с периодом пребывания профессора Ивана Кузьмича Баженова в лагерных застенках. Это были годы очередных (и одних из последних для сталинского режима) гонений на интеллигенцию страны, связанные с так называемой «борьбой с космополитизмом». В результате этой «борьбы» в 1949 году кафедры минералогии, палеонтологии и петрографии были обезглавлены, а их заведующим – докторам геолого-минералогических наук, профессорам Баженову И.К., Хахлову В.А. и Булынникову А.Я. пришлось в течение 5-ти лет пребывать в «учреждениях ГУЛАГа». После смерти «отца всех народов» (март 1953 г.) все, так называемые, «космополиты» – геологи были реабилитированы и вернулись в стены родных учебных заведений. По совершенно понятным причинам нам не пришлось слушать лекции Баженова И.К., Хахлова В.А. и Булынникова А.Я. Однако, глубокие знания по всем геологическим дисциплинам нам дали их ученики: Кортусов М.П., Тюлюпо Б.М., Родыгин А.И., Васильев Д.А., Ананьев А.Р., Врублевский В.А., Зыков Е.Н., Иванов К.В. и др. Помнится, что будучи уже дипломниками, мы стремились попасть на показательные лекции Ивана Кузьмича, которые он читал студентам младших курсов.

В 1954 году (в год возвращения томских профессоров из лагерных ссылок) с помощью наземной магнитометрической съемки на юге соседнего с Томской областью Ижморского района Кемеровской области была зафиксирована Ампалыкская группа из шести магнитных аномалий, из которых более напряженные четвертая и третья получили названия Центрального и Северного участков Ампалыкского железорудного месторождения. Уже первыми скважинами в эпицентре этих двух аномалий были обнаружены богатые магнетитовые руды, залегающие в кристаллических породах фундамента под покровом более, чем 200-метровой толщи рыхлых отложений мелового и юрского возраста. В разрезе юрских отложений были встречены пласты бурого угля промышленной мощности. Разведку месторождения с 1954 г. проводила Ампалыкская геологоразведочная партия Ижморской экспедиции Западно-

Сибирского геологического управления. Осуществлялась она с помощью бурения колонковых скважин: сначала станками КАМ-500, затем станками ЗИФ-650 и 1200. Всего на месторождении за два основных периода его разведки (1954-1965 гг. и 1978-1985 гг.) пробурено 338 скважин глубиной 500-1500 м. Запасы железных руд оценены суммарно в количестве порядка 500 млн. тонн. Уникальность месторождения заключается в том, что почти половина его руд (так называемые, железоредкометалльные) являются комплексными, в хвостах переработки которых скапливаются промышленные концентрации золота, кобальта, висмута, молибдена. По прогнозным оценкам Ампалыкское месторождение может рассматриваться и как самостоятельное золоторудное (60 тонн) или самостоятельное кобальтовое (20 тыс. тонн) месторождения. Кроме того, на нем насчитывается до 1 тыс. тонн урановых руд и присутствуют промышленные скопления свинцово-цинковых (галенит, сфалерит).

Свою деятельность в качестве участкового геолога на четвертой магнитной аномалии я начал в феврале 1956 г. с геологической документации керна скважин с порядковыми номерами 9 и 11, а уже в июле этого же года в Ампалыкскую партию приехал Иван Кузьмич Баженов; ассистентом которого был Булынников В.А. – сын Александра Яковлевича.

Можно лишь удивляться неуемной энергии и жажде познания Ивана Кузьмича, когда он в возрасте 66 лет первым из ученых спешит познакомиться с только что открытым месторождением, на котором к его приезду пробурено всего полтора десятка скважин (напомню, что всего их пробурено 338 общей длиной более 250 км). Пребывание Ивана Кузьмича в Ампалыкской партии, конечно же, незабываемо. Это было время развертывания разведочных работ путем увеличения количества буровых станков при одновременном строительстве производственных и жилых деревянных домиков на площадке между третьей и четвертой аномалиями, преобразившейся затем в базовый поселок Ампалыкской партии (поселок Рудный). Коллектив геологов, полностью состоящий из молодых специалистов, участвовал в строительстве домика для геологического отдела и жилых домиков для самих себя. Все работы – от заготовки леса до сдачи помещения под ключ – осуществлялись собственными силами.

К приезду Ивана Кузьмича я вместе с тремя техниками-геологами квартировал на потолке под крышей еще недостроенного домика под геологический отдел. У нас там находились железные кровати с панцирными сетками. Естественно, что эту свою «гостиницу» на потолке геолотдела мы предоставили гостям. Большим неудобством нашей «гостиницы» был вход в нее. Проникали мы с земли на свой потолок по, так называемому, трапу – это отпиленный от кедрового дерева горбыль шириной 40 см с прибитыми к нему через 40 см брусками – ступенями. Ивану Кузьмичу, конечно же, было затруднительно передвигаться по этому трапу, но он быстро освоил это устройство, окрестив его лестницей с препятствиями. Нам, молодым дуболомам, и в голову не пришло опустить кровать с потолка на пол, и поэтому Ивану Кузьмичу пришлось много раз карабкаться по злосчастному трапу; при этом он ни разу не выказал какого-либо недовольства.

Ознакомившись с керном пробуренных скважин, Иван Кузьмич в конце своей кратковременной командировки нашел время провести с коллективом геологов Ампалыкской партии беседу-лекцию, в которой поделился своими представлениями о контактово-метасоматической природе месторождения и богатой минералогии его руд. Уже тогда им было подчеркнуто, что железные руды третьей аномалии могут оказаться комплексными в связи с наличием в них арсенопирита (и других сульфидов). Руководству партии Иван Кузьмич предложил направить к нему на кафедру геолога с коллекцией пород месторождения, где этот геолог сможет получить квалифицированную помощь по диагностике этих пород. Помнится, как его особенно удивило определение «афанитовый диорит», данное непонятной породе участковым геологом третьей аномалии Камневой А.Н.

1 марта 1957 года я с коллекцией пород Ампалыкского месторождения прибыл на кафедру минералогии. В считанные дни из всех разновидностей пород были изготовлены шлифы, а из рудных образцов – аншлифы. Мне в минералогическом музее было отведено рабочее место – стол с микроскопом. Аншлифы изучались сотрудниками кафедры; мне поручено было петрографическое описание шлифов под непосредственным руководством Ивана Кузьмича, который построил работу следующим образом... Я выполняю самостоятельно предварительное описание шлифа, Иван Кузьмич проверяет это описание, делает замечания и определяет дальнейшее задание. Например, в том или ином шлифе определить показатели преломления минералов в «иммерсии», или определить их оптические свойства с использованием Федоровского столика и т.д. Следует заметить, что для меня эти задания были архисложными, поскольку при учебе в университете нашей группой геофизиков (в которой я обучался) был пройден сокращенный курс петрографии: ни с «иммерсией», ни тем более с Федоровским столиком мы дело не имели. Но благодаря сотрудникам кафедры, которые буквально болели за меня и активно помогали мне, я быстро освоил эти методики и, в конце концов, справился со всеми заданиями Ивана Кузьмича. В общей сложности работа продолжалась чуть более одного месяца. Ежедневно в течение часа (а точнее, каждый вечер с 18 до 19 часов) Иван Кузьмич занимался со мной и с ампалыкскими шлифами. Итогом работы явилось квалифицированное определение всех разновидностей пород, ис-

пользованное во всех отчетах, систематизирующих результаты разведки Ампалыкского месторождения.

В этой связи следует подчеркнуть, что Иван Кузьмич и сотрудники кафедры выполняли работу для производственного предприятия (Ампалыкской партии), не будучи связанными с этим предприятием каким-либо договором (грубо говоря, «за так»). Поэтому контрастно поражает позиция и отношение к исследовательским работам руководства партии (начальник Сторчак П.Н.), которое сочло необязательным включать меня (и тем более сотрудников кафедры) в список для получения денежной премии за март месяц, выделенной коллективу партии впервые за хорошую работу. Мотивом послужило рассуждение начальника партии о том, что «минералого-петрографические исследования существенного вклада в успешную работу партии в марте месяце не внесли, а лично я занимался повышением квалификации». Запомнился этот эпизод потому, что в это время в Томске у нас родилась первая дочь Наташа и дополнительное денежное вознаграждение молодой семье было бы кстати. К сожалению, подобная позиция начальствующих чиновников на моем веку наблюдалась нередко.

В марте 1957 года я не мог предположить, какое влияние окажут эти месячные курсы-консультации на кафедре минералогии на мою дальнейшую деятельность (и карьеру) как геолога. Иван Кузьмич научил меня смотреть в микроскоп с позиций: «не только что находится перед глазами исследователя, но прежде всего - почему? Почему имеет место та или иная ассоциация минералов? Как она образовалась?». Другими словами, он научил меня не забывать о диалектической взаимосвязанности и взаимообусловленности явлений в природе. Поэтому не удивительно, что уже в 1960 году руководство Западно-Сибирского геологического управления сочло необходимым назначить меня главным геологом этой экспедиции. Однако просидеть на чиновничьем стуле у меня хватило сил (и желания) всего на 3 года. С 1963 г. я занялся геологической съемкой (М 1:50000), а в 1969 г. вернулся к Кия-Шалтырскому месторождению уртитов, когда возникла необходимость оценки перспектив его глубоких горизонтов и когда я был принят в заочную аспирантуру на кафедру петрографии ТГУ профессором Кортусовым Михаилом Петровичем.

Итогом повторного изучения Кия-Шалтырского месторождения явилась диссертационная работа «Петрография, геология и вопросы происхождения пород Кия-Шалтырского габбро-уртитового плутона». Выбор объекта изучения и тема диссертации были не случайны. Общеизвестно, что Иван Кузьмич Баженов одним из первых проводил изучение нефелинсодержащих пород на восточном склоне Кузнецкого Алатау (тералит-уртиты месторождения горы Горячей и берешиты Андрюшкиной речки). Уже в 1937 г. его исследованиями совместно с технологическими испытаниями, выполненными химиком – профессором ТГУ Бунтиным А.П., была доказана возможность использования нефелиновых пород Кузнецкого Алатау в качестве комплексного сырья для получения глинозема, содопродуктов и цемента по безотходной схеме производства. Эта разработка нашла свое практическое применение с открытием Кия-Шалтырского месторождения уртитов, на котором с 1970 г. работает одноименный нефелиновый рудник, поставляющий до 4 млн. т уртитовой руды в год Ачинскому глиноземному комбинату. Последний сейчас является флагманом алюминиевой промышленности страны, производя ежегодно до 1 млн. т глинозема. На памятной доске Кия-Шалтырского нефелинового рудника в числе первооткрывателей месторождения высечены фамилии профессоров ТГУ – Баженова И.К. и Булынникова А.Я.

Вслед за Иваном Кузьмичем в Кузнецко-Алатаусском регионе изучением нефелиновых пород, связанных с впервые выделенным Булынниковым А.Я. кийским габбро-сиенитовым интрузивным комплексом, занимались его ученики (Кортусов М.П., Врублевский В.А., Родыгина В.Г., Михалев В.Г., Бозин А.В. и др.) и ученики его учеников (Макаренко Н.А., Парначев В.П., Осипов П.В., Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Гринев О.М. и др.). К числу последних, принадлежу и я.

Интерес к вопросу изучения нефелиновых пород в Кузнецком Алатау и АССО в целом Иван Кузьмич Баженов сохранил до конца своей жизни. Он нашел время в 1972 г. познакомиться и с моей диссертацией, пригласил меня для беседы в свою скромную томскую квартиру, где дал в целом одобрительную оценку моей работе. На защите диссертации в качеств оппонента Иван Кузьмич по состоянию здоровья не мог присутствовать, а его отзыв зачитал профессор Ананьев А.Р.

На мой взгляд, совершенно не случайно учебный полигон для прохождения практики студентов геолого-географического факультета ТГУ выбран в районе озера Шира, в районе, где широко развиты девонские вулканогенные и интрузивные образования, с которыми связаны нефелиновые породы. Следуя по пути из Томска к учебному полигону, который, кстати, проходит и через базу нашей Мартайгинской экспедиции – поселок Тисуль, руководители практики без особого труда могут познакомить своих воспитанников с нефелиновыми породами горы Горячей и Андрюшкиной речки, с объектами, которые Иван Кузьмич Баженов изучал в 1930-е годы. Я уверен, что по этому «нефелиновому» пути пройдут многие поколения молодых геологов, которые сохранят память о его первопроходце.

Мне кажется, уместно в заключение поместить несовершенные стихотворные строки, написанные по настоятельной просьбе студентов-практикантов. Еще в 1969 г. на Кия-Шалтыре эти студен-

ты не сомневались, что про нефелиновые породы геологи могут говорить стихами. На моем примере, это выглядит следующим образом.

Геологам давным-давно известно,
Что алюминий – это третье место
В составе и объеме всей земной коры.
Но, как ни странно, и до сей поры
Считается он «редким» элементом
В классификациях природных компонентов:
Он парадоксу этому своими свойствами обязан,
Поскольку крепко в минералах связан.
Он «раскрывается» легко в виде оксида
При разогреве экзотических пород – бокситов.
Затем, влияньем мощной силы электрической
Оксид дает нам (на катоде) алюминий металлический...
Однако в недрах нашего Отечества
Бокситов мало, и они плохого качества...
Чем заменить бокситы? Конкурент один –
Алюмосиликат с названьем нефелин.
И это доказали, несмотря на возраженья,
В Европе – Ферсман, а в Сибири наш И.К. Баженов.
Прошли десятилетия, но нет идеи новой...
Пора геологам проснуться... А пока,
На Кольском полуострове дымятся только трубы Волхова и Пикалево,
У нас в Сибири – только трубы АГК.
А где же новые месторождения уртитов,
Способные избавить нас от привозных бокситов?
Геологи немало сил потратили на обсуждение
Вопросов о генезисе уртитов, их пространственного размещения;
Обосновали поисковые критерии и признаки...
Но новые уртитовые массы выглядят пока, как призраки.
Пытливые геологи продолжат их искать,
И, если есть воображение, то можно предсказать,
Что вскоре посредине озера Ширa
Поднимется волшебная гора
Огромной высоты и очертаний дивных,
С крутыми склонами и водопадами в долинах...
И будет сложена она наполовину
Из минерала – нефелина...
Другая (половина) будет состоять из всякого добра:
Из редких землей, платины и серебра...
Учебный полигон у озера Ширa
Встряхнет и взбудоражит та гора
И не позволит никому скучать...
И ринутся ту гору изучать
Последователи Кортусова, Парначева,
Макаренко, Врублевского, Гринева.
И на вершине феномена – исполина
Раскроют тайну нефелина...

Родыгина В.Г

Кандидат г.-м. наук, выпуск Томского государственного университета 1951 года

Иван Кузьмич читал нам (студентам 4 курса) лекции по «Полезным ископаемым» в 1949-1950 учебном году. Это были исключительно насыщенные, деловые, без малейших «лирических» отступлений (которые, кстати, очень любил Хахлов В.А.) лекции. Такая строгая манера преподавания мобилизовывала внимание студента, заставляла думать.

Потом уже, работая на кафедре, я узнала Ивана Кузьмича несколько ближе. Отмечу его деловитость, постоянное стремление к новому. Он, пожалуй, был единственным преподавателем на факуль-

тстс в то время, который постоянно читал, выписывал иностранную литературу (в основном журналы), снабжал ею своих сотрудников и студентов. Большое внимание уделял научной работе студентов и считал ее очень важной.

Он был гражданином своей страны (несмотря на годы, проведенные вне университета, чему поспособствовали его же сотрудники): серьезно относился ко всем вопросам, касающимся преподавания, научной работы сотрудников и студентов, воспитания будущих геологов-производственников.

Он впервые в Сибири внедрил в геологические организации шлиховой метод поисков полезных ископаемых. И вообще был энтузиастом новых методик исследования, стремился внедрить их как в университете, так и на производстве.

Иван Кузьмич Баженов является первооткрывателем железорудного месторождения и почетным гражданином рабочих поселков Тёя и Кия-Шалтырь (Белогорск). Наряду с поисками он занимался геохимией железа, алюминия и другими научно-теоретическими вопросами. Готовил к печати учебное пособие по геохимии.

Иван Кузьмич всегда был корректен с подчиненными, внимательным и, очень важно, доброжелательным, не лишенным юмора, человеком. В годы его заведования кафедра представляла собой не только педагогический, но и сплоченный научный коллектив.

Суганов Б.И.
Выпускник Томского государственного университета 1958 года

ВСПОМИНАЮ С БЛАГОДАРНОСТЬЮ И ЧУВСТВОМ ВИНЫ

Ивана Кузьмича Баженова я впервые увидел осенью 1954 года, когда учился на втором курсе. По коридору первого этажа шел пожилой человек. Шел он как-то бочком, прижимаясь к стенке, обходя студенческие группки. Кто-то сказал, что это профессор Баженов, вернувшийся из заключения на Магадане. Я был поражен. В облике этого человека по моим представлениям ничего профессорского не было.

На пятом курсе Иван Кузьмич читал нам лекции по геохимии. Внешне лекции не были блестящими: говорил он тихо, монотонно, без эмоций. Что касается содержания, то могу проиллюстрировать на собственном примере. В 1965 году я был назначен начальником Центральной геохимической партии Красноярского геологического управления, которая выполняла не только геохимические работы своими силами, но важнейшей ее функцией было также внедрение и методическое руководство всеми геохимическими работами, выполняемыми производственными подразделениями управления. Могу к чести Ивана Кузьмича сказать, что полученные знания позволили мне, особенно на первых порах, вполне профессионально выполнять возложенные обязанности. В этой должности я проработал 10 лет, после чего был назначен главным геологом Комплексной тематической экспедиции.

Случилось так, что накануне экзамена по геохимии я был на свадьбе, изрядно выпил и на экзамен пришел не в самом свежем виде. Поэтому, отвечая на билет, старался не дышать на Ивана Кузьмича, но увлекся. Иван Кузьмич почувствовал запах перегара, пошевелил усами и отодвинулся от меня, а потом поднялся и ушел в угол аудитории. После ответа на вопросы билета он задал мне не менее десятка вопросов по всему курсу геохимии и поставил отлично. Думаю, он не был предвзятым человеком или человеком настроения по отношению к студентам, а объективно оценивал знания.

На преддипломную практику я с моим другом Павлом Васильевичем Осиповым поехал в Тыву в Горную экспедицию. Попали в Сангиленский ревизионный отряд. Задачей отряда была ревизия известных пегматитовых полей на редкие металлы. Я собрал приличную коллекцию каменного материала по Тастыгскому полю сподуменовых пегматитов. На дипломирование меня закрепили за кафедрой минералогии, а научное руководство на себя взял Иван Кузьмич. Конечно, я был горд тем, что научный руководитель у меня профессор Баженов, но и испытывал определенный страх: как-то сложатся наши взаимоотношения? После ознакомления с собранными материалами Иван Кузьмич определил тему дипломной работы. Точное название своей работы я уже не помню (прошло 42 года), но звучала она примерно так «Геологические особенности и минералогия пегматитов Тыстыгского сподуменового месторождения».

Я составил план работы. Иван Кузьмич принял его доброжелательно, но внес и свои коррективы. Доброжелательность меня взбодрила, страх исчез. Иван Кузьмич помог мне подобрать образцы для изготовления шлифов, в том числе ориентированных срезов минералов, назначил день недели для консультаций, но в дальнейшем не отказывал в них и в другие дни. Работал над дипломом я с увлечением и у профессора не было ко мне претензий. Консультации его были исчерпывающими. После них у меня никогда не оставалось сомнений в необходимости выполнения тех или иных определений или недо-

уменных вопросов. Делал он это деловито и сухо, без эмоциональной окраски. Дипломную работу я защитил на отлично, а Иван Кузьмич рекомендовал направить ее в Горную экспедицию для использования при разведке Тастыгского месторождения.

После окончания университета (в 1958 г.) я попал в Красноярское геологическое управление в Редкометальную партию. Вначале занимался поисковыми работами, а в 1962 г. под руководством Коронца И.П. участвовал в тематической работе «Оценка перспектив в южной части Красноярского края на редкие элементы». Мне было поручено провести оценку перспектив Западного Саяна. В значительной, если не в большей, части я опирался на работы Ивана Кузьмича. Это «Полезные ископаемые Западного Саяна» (1929 г.), «Геологическое строение Западного Саяна» (1930 г.), «Западный Саян» (1932 г.). Последняя работа не потеряла своей актуальности и по сей день. В 1963 г. я свою часть работы завершил и Коронец И.П. попросил меня помочь группе специалистов, которая занималась оценкой перспектив Енисейского кряжа. В архивах я нашел прекрасную сводку Ивана Кузьмича по минеральному составу тяжелого шлиха золотоносных россыпей приисков и дражных полигонов Енисейского кряжа.

В территориальных геологических фондах Красноярского края хранится 26 отчетов профессора Баженова И.К., в том числе таких фундаментальных для своего времени работ как «Западный Саян» (1932 г.), Геолого-экономический обзор золотоносных областей СССР, ч.1. Зап. Саян, Таннуолла; ч.2. Восточный Саян» (1934 г.), «Оценка массивов нефелиновых пород» (1947 г.). Первая работа «Маинское медное месторождение» датировано 1923 годом, последняя – 1948 г. Получается, что более 25 лет своей плодотворной профессиональной деятельности Иван Кузьмич Баженов посвятил Красноярскому краю, за что и был наказан Советской властью заключением в Магаданские лагеря.

В территориальных фондах Красноярского края хранится отчет за 1919 год Ивана Михайдовича Бахурина, члена-корреспондента АН СССР, крупного ученого геофизика и маркшейдера, руководителя школы советских маркшейдеров. Он пишет, что летом 1919 года был направлен Геолкомом в Енисейскую губернию для проведения магнитометрических работ на Ирбинском железорудном месторождении и в помощники к нему был прикомандирован студент Петроградского горного института Иван Баженов. Шла гражданская война и Бахурин не смог попасть на Ирбу, о чем сообщил в Геолком. Тогда Геолком предложил ему провести магнитометрические работы на Ирджинском месторождении, а Баженову И.К. поручил собрать образцы пород и руд этого месторождения. Далее Бахурин И.М.пишет, что до Ирджинского месторождения они добрались, но нанять необходимое количество рабочих не удалось, так как поблизости проходила линия фронта. Вот в таких условиях начинал свою деятельность Иван Кузьмич Баженов.

Последний раз с Иваном Кузьмичом я встречался в 1969 году. Это была встреча выпускников ГГФ 1958-1959 годов. Была организована конференция, на которой выпускники докладывали результаты своих работ. Я сделал сообщение о результатах своих исследований темпов открытия месторождений в Красноярском крае. Меня эта проблема интересовала тогда в связи с внедрением геохимических методов поисков. Дело в том, что в тот период геохимические методы еще не были обязательным элементом поискового комплекса на всех стадиях геологоразведочного процесса. Их применение приводило к удорожанию работ от 3% на стадии разведки до 23% на стадии геологической съемки. С целью удешевления работ геохимические методы часто не предусматривались. Исследуя темпы открытия свинцово-цинковых объектов в крае, я установил 2 периода резкого их роста: конец тридцатых – сороковые годы и конец пятидесятых – шестидесятые годы. Первый скачок был вызван массовым внедрением шлихового метода поисков, а второй – геохимических. При обсуждении по моему докладу выступил Иван Кузьмич и сделал в мой адрес резкое замечание за то, что я не отметил, что шлиховой метод поисков разработал и внедрил в производство Иван Кузьмич Баженов. Я извинился перед Иваном Кузьмичом за свой промах, но до сих пор испытываю вину.

Дополнительно прилагаю ксерокопию статьи Тибилова И.В. из журнала «Минерал», № 1, 1998 г., С.-Петербург, «Уран для сверхдержавы. Записки геолога». Она, на мой взгляд, прекрасно иллюстрирует условия жизни Ивана Кузьмича в Магаданской «шарашке» и в какой-то степени оценку результатов его работы в тот период.

И.В.Тиблов

ведущий геолог Чаун-Чукотского горно-геологического предприятия, почетный гражданин г. Певек

УРАН ДЛЯ СВЕРХДЕРЖАВЫ. ЗАПИСКИ ГЕОЛОГА.

По профессии я - геолог. Не историк, не журналист, не писатель. Свидетелем Гулаговских ужасов не был, да и быть не мог по тогдашнему малолетству. Пишу же эти записки по двум принципи-

ально важным, на мой взгляд, соображениям. Каждый, кто что-либо знает о тех временах, делах, судьбах – вне зависимости от уровня их значимости – должен документально зафиксировать это. Естественно, в любой доступной ему форме. Это первое. И второе – публикации, подобные предлагаемой, могут как-то стимулировать этот процесс.

Судьба распорядилась так, что мне довелось более 30 лет работать на Чукотке и довольно длительное время на Северном гранитном массиве, в нескольких десятках километров от Певека. Мертвые поселки и горные выработки, шахты, штольни, лагерные зоны, накатанные дороги, добротные ЛЭП и прочие атрибуты брошенного крупного горнодобывающего предприятия впервые увидел в конце 60-х годов. На Чукотке в это время велись работы по составлению среднемасштабных геологических карт. И на Северный массив пришли геологи-съемщики, в том числе и ваш покорный слуга.

Был я тогда сравнительно молодым человеком, но нахально считал себя бывалым северянином. Четвертый год работал я на Чукотке, а до этого на Колыме и Восточной Чукотке болтался два сезона студентом-практикантом. На остатки лагерей, тогда еще сравнительно свежих, насмотрелся и рассказов о тех страшных временах наслушался. В том числе из «первых рук», от бывших заключенных. В те годы в геологических партиях, главным образом на сезонных работах, они встречались часто. Встречались и не только в геологических партиях. Я уже перестал поражаться тому, что среди самых затрапезных мужиков, работавших в кочегарке, пекарне, на стройке, в «сезонке», вдруг оказывались люди, «оттянувшие» приличные сроки, а по своей долагерной судьбе имели совершенно непредсказуемую биографию. Ну, например, вдруг оказывается, что ты общаешься с бывшим последним личным адъютантом Ульманиса. Или с помощником кинооператора, работавшим на съемках «Чапаева». И это, конечно, впечатляло. По этим причинам к моменту первого знакомства с урановыми рудниками Северного массива я был уже морально «закален». И полагал, что ничего особенного не увижу.

Но то, что было на Северном, меня поразило. Буквально сразу же появилось какое-то мистическое ощущение, что эти поселки вымерли внезапно. Как будто какая-то чума или космическая катастрофа внезапно поразила все жившее здесь. Груженые носилки, брошенные на полдороги, исправные перфораторы у стенки забоя с недобуренными шпурами, нагруженные рудой вагонетки, ломы и ручники в недобитой канаве, а возле, на гранитной плитке, чайник с аккуратно расставленными кружками. От всего увиденного веяло какой-то жутью. Непроизвольно тянуло вон из лагеря, совершенно не хотелось здесь задерживаться, а уж о том, чтобы остаться на ночевку, - и речи не могло быть. Мои впечатления, видимо, усугублялись тем, что я к этому времени уже знал в общих чертах историю формирования уранового предприятия на Северном, историю его молниеносной организации на основе первоначально призрачных данных о развитии здесь урановой минерализации.

Изложим кратко эту историю. Но предварительно надо подчеркнуть, что нам известна по геологическим отчетам только история собственно поисков, разведки и начала эксплуатации месторождений урана Северного массива. Каких-либо материалов по организации лагерей заключенных, работавших на этих месторождениях, в геологических архивах нет. Но поскольку в те времена рабочей силой в системе Дальстроя был только ЗК, то, в сущности, история Северного уранового комбината есть и история появления здесь системы лагерей – в поселках Северный, Западный, Восточный, Романовский и др.

Впервые факт присутствия урановой минерализации в гранитах Северного массива был установлен в 1946 году. Страна начала тотальные поиски месторождений урана для известных теперь всем оборонных нужд. В ходе массового экспрессного опробования на уран коллекций полевых геологических партий повышенная радиоактивность была установлена в некоторых образцах из измененных пород Северного массива. Образцы были из коллекции геолого-поисковой партии, которой руководил геолог П.Д.Топычканов. Партия занималась поисками оловянных руд, в частности и в пределах Северного массива. Далее история начинает резко ускоряться. Весной 1947 года организуется спецпартия по поискам урана под руководством И.Е. Рождественского. Партия детально обследует ту часть Северного массива, в пределах которой была выявлена повышенная урановость, а также сопредельные площади. Партия вооружена новейшими (и засекреченными) портативными приборами для производства гамма-съемки в маршрутных условиях. Оператор с прибором ведет в маршруте непрерывное прослушивание естественного радиационного уровня, а через определенное расстояние в фиксированной точке снимает с прибора точный замер. Цепочка операторов прочесывает территорию, как бредень речную яму. Вскрытому на поверхности месторождению урана спрятаться трудно, оно обязательно должно появиться в виде повышенных значений гамма-поля.

Специализированными поисками партии Рождественского в кварц-турмалиновых жилах Северного массива была подтверждена повышенная радиоактивность, а в ряде жил и обнаружена «живая» урановая минерализация, в том числе и отдельные точки с существенно высоким содержанием урана. На ряде жил партия провела горные работы и вскрыла урановосные жилы в коренном залегании. Совершенно невероятно, с позиции практики геологических работ, но уже с 1 августа 1947 года, то есть меньше чем через два месяца после начала поисковых работ, был организован разведочный участок.

Развернулись горные работы по вскрытию и опробованию в коренном залегании жил, выявленных партией Рождественского.

К зиме этого же года Северный разведучасток был реорганизован в более мощное подразделение – в разведочный район. Задача разведрайона – не дожидаясь результатов изучения урановосных жил с поверхности, вести изучение месторождения на глубине – в шахтах и штольнях.

В июне 1948 года, то есть через год после начала работ, был уже организован для разведки и эксплуатации Северного месторождения комбинат № 3.

Нормальному, правильно сказать, благополучному человеку просто невозможно представить те объемы чисто физического труда, которые потребовались для организации работ этого комбината. Заполярный климат. Совершенно необжитый район. Более 60 км до Певека, то есть до снабженческих баз, по глухому бездорожью. Все необходимо делать одновременно: и дороги, и строительство (при отсутствии строительной базы и стройматериалов), и энергетическое обеспечение, и проходку шахт, и добычу руды, и прочее, и прочее. И все это было трудом рабов XX века, которых принуждали работать в течение этого года в лихорадочном темпе. Да, видимо, и до конца существования комбината они работали в таком же темпе.

Геологические отчеты того времени свидетельствуют о высокой интенсивности поисковых работ на уран специализированными партиями. Цель этих работ – расширение сырьевой базы Северного комбината и открытие в Чаунском районе новых промышленных месторождений. На перспективных объектах тут же разворачиваются горные работы, в том числе и подземные. В «нормальной» геологии подобного нельзя даже вообразить. Для того, чтобы пройти на поисковой стадии подземную горную выработку, нужно сначала доказать руководству на полученных материалах значимость объекта, потом написать проект, защитить его в соответствующих инстанциях, получить разрешительную документацию на строительство складов взрывчатых материалов, на производство подземных горных работ, заказать и получить оборудование и т. п. Раньше чем через год, то есть уже на следующий сезон, начать подземные работы просто невозможно. Урановые спецпартии это сделали в один сезон. Конечно, это свидетельствует только об одном: уран требовался сверхсрочно, понятия цены его получения просто не существовало.

Разворот работ требует создания новых геологических структур. В Певеке срочно создается крупная геологоразведочная экспедиция, занимающаяся только урановым сырьем. Естественно, засекреченная и именуемая официально «почтовым ящиком». На изучение урановых объектов бросаются лучшие силы геологической науки, которыми располагал на то время Дальстрой. То есть явно прослеживаются усилия по форсированию разведки и добычи урана в Чаунском районе.

И вот на фоне этих лихорадочных усилий, под непрерывные заклинания (в чем нельзя сомневаться) о необходимости и оправданности любых жертв и усилий, «ведь решается судьба первого пролетарского государства», происходит невероятное. Работы останавливаются. Враз. И навсегда. Поражает, если можно так выразится, механизм этой остановки. Работы прекращены не в начале или в конце смены, после завтрака или перед ужином. Нет, приказ был реализован в разгаре рабочего дня. «С этого дня Родина более не нуждается в уране с Чукотки. Работы прекратить. Об исполнении доложить». И все.

С какой молниеносностью организовали здесь добычу урана, с такой же молниеносностью и остановили ее. Сколько же мы понесли неоправданных жертв, растоптанных на пути создания столь «необходимой» для народа сверхдержавы? Рудники и лагеря Северного, безусловно, один из многих ярких примеров полнейшей бесчеловечности государственной машины в большевистском исполнении.

Еще один пример этой бесчеловечности. Урановая руда обогащалась на Северном комбинате, после чего урановый концентрат в обыкновенных железных бочках вывозился машинами на спецпричал для дальнейшей транспортировки морем. Певекские старожилы рассказывали, что по пути (60 км) каждую машину с бочками смертоносного концентрата сопровождали два бойца, два «чекиста», которые сидели практически на этом концентрате и защищались от радиации только казенной шинелью. Эти «чекисты» тоже были смертниками системы. Сколько их здесь было, получивших смертельные дозы облучения «на боевом посту», вряд ли можно установить достоверно.

И, наконец, о геологах-ученых на Северном. Об использовании труда репрессированных ученых на Колыме и Чукотке известно очень мало, особенно о геологах. Практически не освещена в печати деятельность очень крупной «шарашки» (по теперешней терминологии) при Геологоразведочном управлении Дальстроя. Это была тематичесая экспедиция, в которой вместе с вольнонаемными геологами работало очень много репрессированных ученых, в том числе очень крупных, таких как Болдырев А.К., Устиев Е.К., о которых уже писали, и ряд других, не известных широкому кругу. В Магадане до сих пор живут геологи, которым довелось работать с этими учеными, и которые могут рассказать много интересного о тех временах.

В качестве примера. Несколько лет назад мне довелось участвовать в совместной теме от Центральной тематической экспедиции ПГО «Севвостгеология». Эта экспедиция является «правопре-

емницей» той самой «шарашки» Дальстроя. Ответственным исполнителем темы от этой экспедиции был Леонид Павлович Цветков, работающий в ней еще с дальстроевских времен. Тема была непростой, некоторые проблемные вопросы мы с Леонидом Павловичем понимали по-разному. И вот в ходе очередного обсуждения я сослался на очень понравившиеся мне работы одного геолога – Богацкого. Леонид Павлович к моей аргументации большого интереса не проявил, но неожиданно для меня заинтересовался инициалами Богацкого: случайно не В.В.? Я подтвердил. После этого узнал, что В.В. Богацкий для Леонида Павловича личность известная, бывший репрессированный геолог, трудившийся в дальстроевской «шарашке». Был знаменит тем, что хорошо знал математику и увлекался ее приложениями в геологии. Имел кличку Декабрист. Получил ее сразу после того, как к нему в Магадан приехала его жена. Кстати, работы Богацкого, на которые я ссылался, отличались именно нетривиальными приложениями математики к геологическим проблемам.

В 1952 году на Северном работала большая группа исследователей из дальстроевской «шарашки». Называлась она Северной комплексной тематической экспедицией №8 при Первом управлении Дальстроя ММП СССР. Состояла эта экспедиция сплошь из репрессированных ученых, за исключением начальника экспедиции, молодого специалиста Липатова В.Н., ставшего впоследствии видным исследователем геологии Магаданской области. Его подчиненными были первоклассные специалисты, геологи очень крупного калибра, каждый из которых своим присутствием мог украсить любую научную группу: Баженов И.К., Предтеченский А.А., Скуратов Г.М., Филатов К.С., Шахов Ф.Н., Шейнманн Ю.М. Я не имею возможности, к сожалению, достойно охарактеризовать каждого из приведенного списка, укажу только, что начинает его профессор Томского университета, а завершают два известнейших геолога с мировыми именами, грядущие член-корреспонденты АН СССР. Можно себе представить, какого уровня университеты прошел «командовавший» ими Липатов.

Составленный экспедицией отчет в двух объемистых томах до их пор поражает глубиной проработки поставленных проблем. Многие вопросы геологии были решены на таком уровне, что из этого отчета по тем временам можно было вполне выкроить пару докторских диссертаций. И до настоящего времени он не потерял своей актуальности. Единственное, что изменилось: он потерял свой гриф, под которым лежит в фондах, «Совершенно секретно. Особой важности». Кстати, крайне интересно, что при подобном грифе, исключавшем доступ к отчету даже специалистов с первой формой допуска, в нем тем не менее нет слова «уран». Оно заменено на «свинец». Сделано это, очевидно, для коварного врага, матерого шпиона, который сумеет вдруг добраться до отчета. Ситуация маловероятная, но «нельзя исключать». И вот тут его ждет окончательный крах. Где уж ему, бедолаге, допереть, за каким же чертом так засекречен отчет о тривиальнейшем свинце, который, если даже и найдут на Чукотке в промышленных масштабах, добывать никогда не будут. Нет ни малейшей нужды. И, совершенно очумев от этой головоломки, несчастный шпион, конечно же, не увидит ни подробных описаний общеизвестных урановых минералов, ни характеристик гамма-активности пород и руд и массы других, совершенно однозначных, признаков, просматривающихся из-за могучих ослиных ушей бдительности.

Вообще, если вдуматься, ситуация более, чем восхитительная. Враги народа создают информацию, которую лучшие слуги этого народа пуще глаза берегут – как от других врагов народа, так и от него самого.

А развалины Северного комбината и поселков вокруг него стоят и поныне, напоминая, в каких условиях рождалась сырьевая база создававшейся сверхдержавы.

Н.М. Янчук

Выпуск Томского государственного университета 1948 года

Уважаемый товарищ декан геологического факультета!

Мне хочется поделиться с Вами: преподавателями, студентами, вступающими на самостоятельный путь, как мы, молодые специалисты, бывшие студенты Томского университета в нелегкие пятидесятые годы репрессий над нашими учеными-учителями оказались вблизи них и делали все возможное, чтобы облегчить их участь.

Я, Янчук (Рогатных) Надежда Михайловна, закончила Томский госуниверситет в 1948 г. и получила назначение на Колыму, в систему «Дальстроя». Работать в системе МВД, на Крайнем Северо-Востоке, помимо меня получили назначение Зюзина М., Исаченко А. (он в дальнейшем был распределен на Чукотку).

Работала я геологом, начальником геолого-съемочных, поисковых партий при Северо-Восточном Геологическом Управлении в г. Магадане.

Зимой 1950 г. нам стало известно, что к порту Нагаево подошел пароход с политзаключенными, среди них – большая группа ученых Москвы, Ленинграда, Томска. Их сразу же погрузили в машины и отправили на левый берег р. Колымы, в пос. Дебин (более 500 км от Магадана), как бы в профилакторий, где они смогли после долгого и тяжелого пути сделать передышку. В то же время от нашего Геологического Управления была организована и направлена к ним группа геологов различных специальностей, чтобы ознакомиться с прибывшими и узнать, где можно было бы их использовать в дальнейшем.

Я уже знала, что среди томских ученых в этой группе репрессированных находится Иван Кузьмич Баженов, Феликс Николаевич Шахов и другие. Мы с болью в сердце приняли это известие. Очень просили отъезжавших геологов в пос. Дебин увидеть И.К.Баженова, нашего славного декана, который совсем недавно давал нам добрые напутствия в дорогу жизни.

По возвращении нашей группы геологов в Магадан, мы их засыпали вопросами: «Как они себя чувствуют, как выглядят, здоровы ли...за что?» Ответы их были такие: «...они очень уставшие, многие не здоровы, но у них у всех одно желание – работать. Какие же они враги народа!» Вот вкратце были их ответы. Много им пришлось пережить.

Вначале их направили на Чукотку работать в рудных шахтах. Многие не вынесли тех тяжелейших условий, болели.

В 1952 г. они были переправлены в г. Магадан, где их использовали на различных работах на комбинате. Затем после долгих настоятельных просьб начальника Геологического Управления В.А. Цареградского перед руководством Дальстроя большая группа ученых была распределена среди научно-исследовательских институтов и учреждений геологического профиля города.

К нам в Геологическое Управление была определена небольшая группа ученых из Томска, Москвы, Ленинграда. Среди них были Иван Кузьмич Баженов, Феликс Николаевич Шахов и другие. Они были рецензентами, нашими консультантами.

Я очень в то время ждала встречи с Иваном Кузьмичом. Было начало зимы 1952 г., я только приехала с полевых работ. Утро. Начало рабочего дня, их группа должна прийти сюда, в здание лаборатории, где их разместили. Я стояла на крылечке и ждала появления – идут! Их было человек 7-8, среди них я нашла взглядом Ивана Кузьмича. Одет он был плохо. Стеганая, темная фуфайка, не по размерам коротка, узка, без шарфа. Шел он ссутулясь, ежась от холода. Увидев меня, мне кажется, он обрадовался, улыбнулся. В лаборатории, где я занималась камеральной обработкой своих материалов, им была отведена комната, где можно было работать с отчетами. Приходили к нам, беседовали с нами, знакомились с нашими материалами, консультировали.

Увидев Ивана Кузьмича в таком жалком виде, я не смогла иначе и на следующий же день собрала все, что у меня было из теплых вещей – мужское полупальто на собачьем меху, шарф и т.д. и передала ему. Потом с удовольствием видела, как было хорошо и тепло ему в эту суровую зиму, а ходить им было до лагеря не близко – 4 км.

Мы обычно смотрели, кто в чем нуждается из одежды и старались приобретать и передавать им. Постоянно приходя пораньше на работу, мы в их столы клали продукты, а к праздничным дням радовали их чем-либо более вкусненьким. Все эти передачи, конечно, носили долю риска, запрещено было это делать, но мы с этим не считались. Решали, что только так и надо поступать. Спасибо и коллективу нашему – собрались единомышленники.

Мы всегда были благодарны нашей сотруднице – уборщице. Через нее мы большей частью все это передавали. Она проводила уборку в их комнате, по нашей просьбе знала, кому что положить, передать. Просил как-то Иван Кузьмич меня по рецепту купить ему очки. Что я и сделала.

Наступил май 1954 года. Начальник Дальстроя пригласил к себе всю группу ученых. Мы проводили их с работы с тревогой, ждали. Наконец они возвращаются и объявляют нам о своей реабилитации. Мы обнимались, плакали от радости вместе с ними. Какое это было счастье! Я пригласила Ивана Кузьмича с друзьями к себе домой на пельмени. Это была последняя наша встреча. Они возвращались домой.

Я пересказала небольшой кусочек из жизни нашего дорогого Ивана Кузьмича Баженова, бывшего декана факультета и отношение к нему, коллегам его учеников в те трудные для них годы.

Но были и иного порядка случаи. На моих глазах разыгрывались унизительные сцены отношения к ним службы охраны. В такие моменты не было предела отчаянию и возмущению: «Знали бы вы, с кем так обращаетесь!»

Извините, пришло видно время поделиться пережитым.

20 июля 1988 г.

1.Геология и полезные ископаемые

УРАЛЬСКАЯ СВЕХГЛУБОКАЯ СКВАЖИНА СГ-4. РЕЗУЛЬТАТЫ БУРЕНИЯ И ИССЛЕДОВАНИЯ.

Башта К.Г., Горбунов В.А., Шахторина Л.Н.
Уральская геологоразведочная экспедиция сверхглубокого бурения
г. В.Тура Свердловской области.

Из многочисленной плеяды учеников Ивана Кузьмича Баженова большинство остались и работают в Сибири. Но есть они и на Урале, в том числе на Уральской сверхглубокой скважине СГ-4. Приверженец всего нового в геологии, Иван Кузьмич, вероятно, не обошел бы своим вниманием и сверхглубокое научное бурение как единственный метод прямого проникновения в глубокие горизонты земной коры, позволяющей получать всестороннюю информацию для познания Земли.

Уральская сверхглубокая скважина СГ-4 с проектной глубиной 15000м заложена на Среднем Урале, в 200 км к северу от Екатеринбурга. Обоснование и выбор места заложения–результат многолетних целеустремленных усилий большого коллектива исследователей Урала. Скважина забурена 15 июня 1985 г. в рамках межведомственной научно-технической программы "Изучение недр Земли и сверхглубокое бурение", существовавшей с некоторыми изменениями до 1990 года. В настоящее время бурение и исследования продолжаются в рамках целевой федеральной программы "Развитие минерально-сырьевой базы РФ на 1996-2000 г.", где предусмотрен специальный раздел: "Изучение глубинного строения территории РФ региональными геофизическими профилями и глубокими опорными и параметрическими скважинами".

Бурение скважины СГ-4 ведет Уральская геологоразведочная экспедиция сверхглубокого бурения, входящая в состав ФГУП НПЦ "Недра" (г. Ярославль). Программа научных исследований СГ-4 осуществляется во взаимодействии с рядом региональных, федеральных и международных программ и проектов. Помимо УГРЭ СГБ в исследованиях СГ-4 принимают участие более 20 научных и производственных организаций Екатеринбурга, Перми, Москвы, Ярославля, Санкт-Петербурга, а также США, Германии, Швеции. В настоящее время это единственный в России действующий проект научного бурения вне осадочных бассейнов. Целью проекта является установление характера глубинного сочленения Урала и Восточно-европейской платформы; изучение каледонид и герцинид Урала и активных процессов в земной коре складчатого пояса постколлизионной стадии развития[6].

Главные задачи:

изучение геологического разреза Тагильского прогиба с выяснением геотектонической альтернативы: стратиграфическая последовательность и непрерывность отложений или тектоническое совмещение разнородных комплексов;

установление состава, природы и возраста фундамента; изучение глубинных процессов рудообразования;

изучение физических свойств пород на глубине и связи физических полей с глубинным строением;

исследование особенностей геотермального и флюидного режимов;

установление природы сейсмических и других геофизических границ.

По состоянию на 1.10.2000г. скважина СГ-4 достигла глубины 5417.6м, которая является рекордной для рудных районов Урала. На темпы углубления оказывают влияние различные в т.ч. экономические факторы, а так же сложные, порой непредсказуемые горно-геологические условия.

Одной из важнейших и наиболее ответственных функций сверхглубокой скважины является отбор керна. Стоящие перед скважиной задачи требуют непрерывного отбора керна на протяжении всего интервала проходки, поскольку в условиях сложного трудно прогнозируемого разреза практически невозможно выделить интервалы, где можно было бы снизить исследовательскую нагрузку, допустив бескерновое бурение. В пределах пройденного интервала получен довольно высокий для условий сверхглубокого бурения выход керна-66%.С целью отбора керна и проведения геофизических исследований по технологии предусмотрено бурение опережающего ствола и последующее разбуривание пройденного интервала сплошным забоем до необходимого диаметра.

Верхние 34м пробурены специальным долотом 920 мм и обсажены 730мм направлением.

До глубины 258м скважина бурилась опережающим стволом 215 мм, который затем был расширен с помощью реактивно-турбинного турбобура РТБ-590 и обсажен 530 мм обсадными трубами (кондуктором).

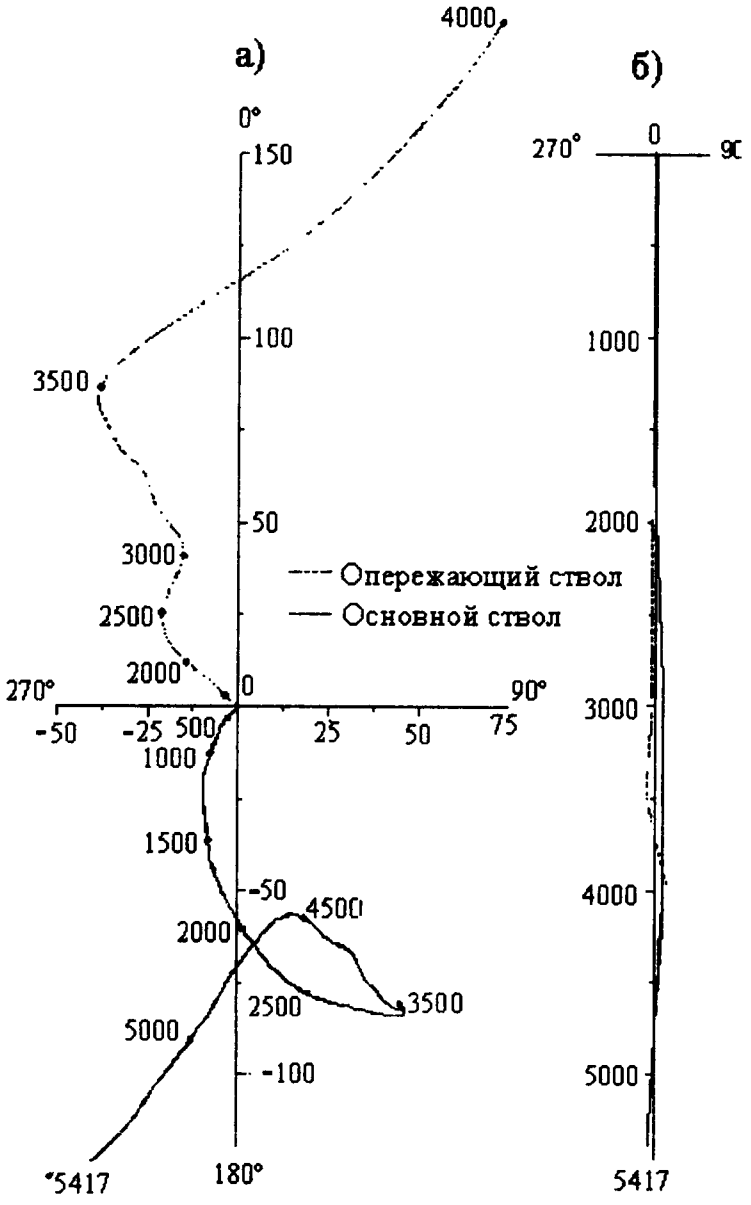


Рис. 1. Траектория ствола СГ-4: а) – горизонтальная проекция, б) – вертикальная проекция

До глубины 4008 м осуществлялось бурение опережающего ствола диаметром 215мм с использованием забойных двигателей А7Ш, ТРМ-195 и керноотборного снаряда МАГ2-195/60. При бурении нижних интервалов опережающего ствола имело место естественное искривление, величина которого к забою 4008 м достигала 28°, что является недопустимым. Затем произведено формирование нового, субвертикального ствола диаметром 490 мм, который до глубины 3492 м закреплён промежуточной обсадной колонной диаметром 426 мм. Расстояние в плане между забойными точками опережающего и основного ствола составило 270 м (рис. 1). С целью сопоставления геологического разреза с геологическим разрезом по опережающему стволу при бурении основного ствола регулярно исследовались пробы шлама и вывалы из стенок скважины, размер которых достигал 60 мм. Кроме того в ряде интервалов произведен отбор керна. При дальнейшем углублении скважины применяется разная технология бурения и отбора керна. По одному варианту сначала, бурится небольшой протяжённости (50-200 м) опережающий ствол диаметром 215 мм с отбором керна, затем производится его расширение до диаметра 394 мм. По другому варианту сразу производится формирование ствола

диаметром 394 мм и отбор керна с помощью специально сконструированного керноотборного снаряда УКР-240. В последнем случае диаметр керна составляет 100 мм против 60 мм по первому варианту.

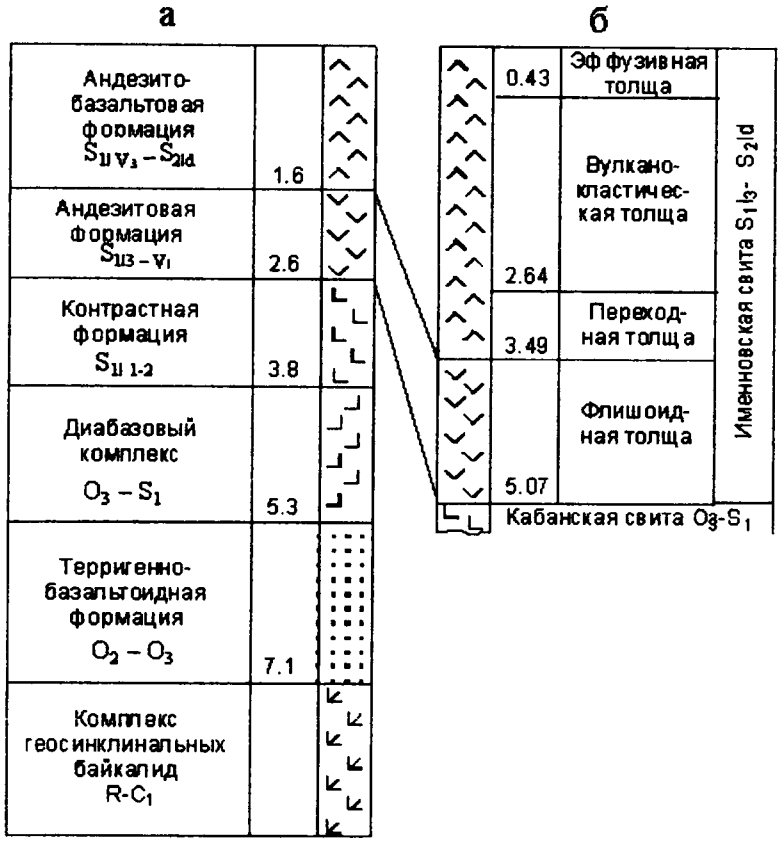


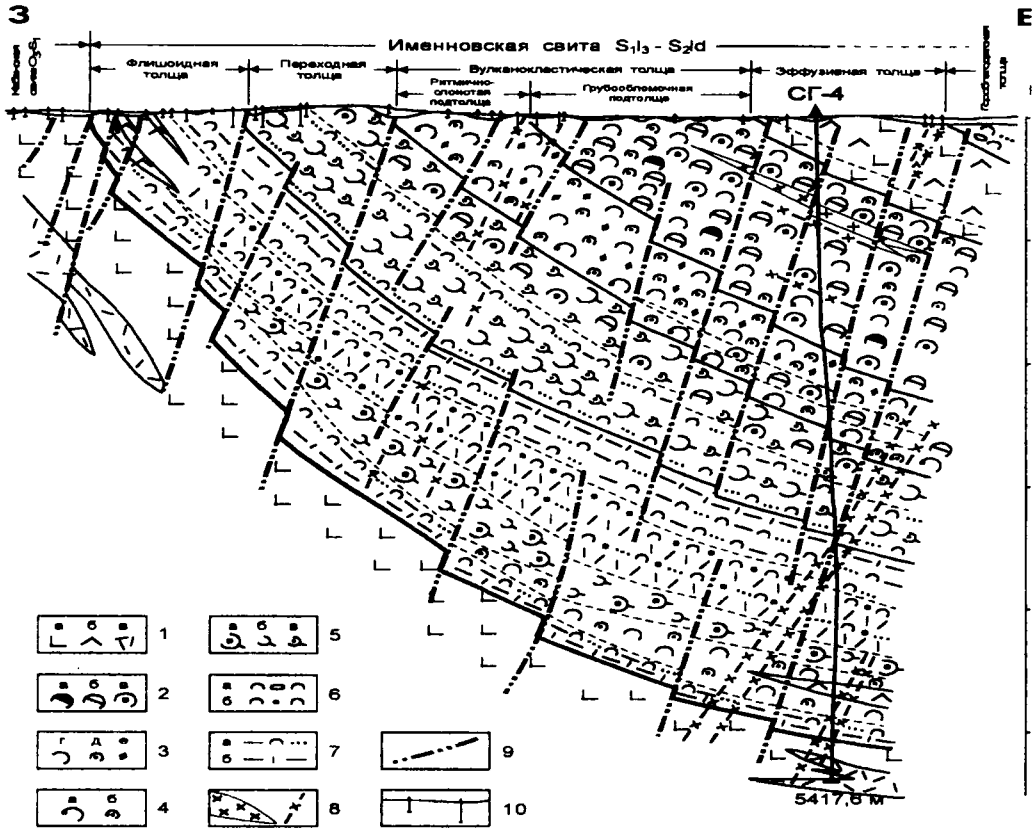
Рис.2. Проектная (а) и фактическая (б) геологические колонки СГ-4

Одной из актуальных проблем в области отбора керна остаётся разработка надёжных конструкций и технологических решений, обеспечивающих ориентировку керна в пространстве. В процессе бурения СГ-4 встречен ряд зон интенсивного кавернообразования и естественного искривления, а верхних горизонтах – частичного поглощения промывочной жидкости (интервалы 1030-1058 м и 1112-1120 м). С целью ликвидации геологических осложнений и восстановления ствола разработаны технологии ликвидации осложненных зон с помощью специальных тампонирующих составов [3]. Особо сложные горно-геологические условия сложились при проходке нижних интервалов скважины, что ставит на повестку вопрос о перекрытии открытой части ствола промежуточной обсадной колонной диаметром 324мм. Бурение скважины продолжается.

Исследование СГ-4 геофизическими методами ведется поинтервально через 250-300м. На вооружение взят практически весь известный в геофизической практике комплекс исследований, включающий 29 различных методов электрического, магнитного, сейсмоакустического, ядерно-физического, газового, технологического каротажа.

В геологическом отношении район бурения отвечает западному крылу Тагильского прогиба, приосевой его части или по современной терминологии Тагильской вулканогенной мегазоны, являющейся крупнейшей палеоостроводужной структурой Урала протяжённостью около 900 км при ширине 50-70 км.

Неоднозначность интерпретации результатов геофизических исследований и различия в принятых на вооружение геотектонических концепциях привели к появлению (до 15) прогнозных моделей района бурения. Исключая самую верхнюю часть прогиба модели противоречат практически по всем более или менее существенным компонентам прогнозируемого разреза: его непрерывности или тектонической разобщённости, возможности пересечения скважиной крупных массивов габброидов и ультрабазитов, глубине и составу основания прогиба, природе слоев инверсии скоростей и др.



1 - лавы: базальтов (а), андезибазальтов (б), дацитов (в); 2-3 - туфы: глыбовые (а), агломератовые (б), крупнопсефитовые (в), мелкопсефитовые (г), псаммитовые (д), лито-кристаллокластические (е); 4 - тефроиды: псефитовые (а), псаммитовые (б); 5 - туффиты: крпнопсефитовые и агломерато-псефитовые (а), мелкопсефитовые (б), псаммитовые (в); 6 - туфоконгломераты (а), туфогравелиты (б); 7 - тонкое переслаивание туфопесчаников, туфоалевропесчаников, туфоалевролитов (а), углеродисто-кремнистые алевропелиты (б); 8 - силлы диоритов (а), внемасштабные дайки диоритов и пикробазальтов; 9 - разрывные нарушения; 10 - скважины колонкового картировочного бурения.

Рис. 1. Геологический разрез через СГ-4

Вскрытый разрез до глубины 5070 м представлен островодужными образованиями андезитобазальтовой и базальт-андезит-дацитовой формаций именновской свиты верхнего лландоверилудлова. Ниже, вплоть до забоя, вскрыты базальтоиды контрастно дифференцированной кабанской свиты верхнего ордовика–нижнего силура, с которой на поверхности связаны медно-колчеданные месторождения.

Пока СГ-4 вскрывает стратиграфически непрерывный разрез. От проектного он отличается прежде всего двукратным увеличением мощности образований именновской свиты (рис2). Характеристика вскрытого геологического разреза неоднократно приводилась в печати[1, 2, 3, 7]. В составе именновской свиты по скважине выделено четыре толщи (рис. 2, 3). В целом в ее разрезе снизу вверх происходит последовательная смена фациального состава в направлении увеличения вулканогенной составляющей. Вещественный состав лав и вулканокластики верхних трех толщ довольно монотонный базальтовый, андезитобазальтовый. Флишоидная толща отличается неоднородностью вещественного и фациального состава. В составе обломочного материала вулканогенно-осадочных пород преобладают дациты. Состав пород вулканогенной части толщи (интервал 4481-4890 м) существенно андезитобазальтовый.

Образования именновской свиты метаморфизованы в условиях пренит-пумпеллиитовой фации. В низах флишоидной толщи (4200-5050 м) появляются признаки начальной графитизации УГВ, которые ассоциируются с верней границей зелёносланцевой фации метаморфизма [5]. Вскрытые вулканогенные образования кабанской свиты метаморфизованы в начальных стадиях зеленосланцевой фации.

Уникальность по ряду позиций полученных материалов позволяет использовать их в деле совершенствования стратиграфической схемы района. Представляется возможным отнесение нижней части именновской свиты к павдинской свите, выделенной к северу от СГ-4, и придание всему разрезу статуса стратотипа.

По мере углубления СГ-4 все более выявляется ее основополагающая параметрическая функция в деле выяснения геологической природы геофизических границ. Полученные данные говорит о преимущественно тектонической природе сейсмических отражений.

В настоящее время имеется значительный фактический материал по рудной минерализации в породах именновской свиты. Но наибольший интерес в этом отношении представляет кабанский рудоносный комплекс. Скважиной вскрыта пока только верхняя его часть. Полное вскрытие этого комплекса позволит изучить рудную минерализацию на глубине, сопоставить ее с развитой на поверхности, сделав, таким образом, вклад в выяснение условий локализации медного оруденения на Урале.

Многолетний опыт бурения, исследований и осмысления результатов Уральской сверхглубокой скважины позволяет рассматривать основное ее предназначение как источника основополагающей фактуры. При этом важно параллельно с бурением скважины проводить адекватные исследования околоскважинного пространства с тем, чтобы с высокой степенью надежности можно было связать добытую скважиной информацию с конкретными уральскими комплексами и структурами. Именно эта соответствующим образом обработанная и упакованная информация будет иметь непреходящую ценность. Не возражая против постановки в связи с бурением СГ-4 глобальных проблем, более того, признавая их необходимость и важность, авторы вместе с тем полагают, что эта объяснительная сторона геологических исследований должна быть с предельно возможной четкостью отделена от фактографической.

Несмотря на то, что СГ-4 пока идет в пределах верхней, ранее хорошо изученной части Тагильского прогиба, ее результаты в целом довольно неожиданны. Практически ни один из прогнозных разрезов в достаточной мере не подтвердился.

Только углубление сверхглубокой скважины позволит дать ответ, на вопрос что собой представляют установленные в низах Тагильского прогиба крупные отражающие поверхности и границы геофизического раздела. В этой связи уместно напомнить высказывание известного исследователя К.Фукса: « У нас есть тысячи километров профилей сейсмического отражения, но мы не знаем, что они показывают » [4]. Ниже по разрезу, в интервале 7-9 км сейсмическими исследованиями установлено резкое снижение (инверсия) скоростей продольных волн (с 6.7 до 5.8 км/сек.), что может быть связано с тектонической разобщенностью разреза. Вскрытие этих глубин позволит с помощью скважины получить объективные свидетельства в пользу фиксистской или мобилистской модели развития Урала. Пока пробуренный разрез не дал веских доказательств в пользу одной из них.

Литература.

1. Башта К.Г., Горбачев В.И., Шахторина Л.Н.. Задачи и первые результаты бурения Уральской сверхглубокой скважины. //Советская геология. М., 1991. №8.С.51-63.
2. Башта К.Г., Горбунов В.А., Марченко Ал.И., Марченко Ан.И., Шахторина Л.Н. Уральская сверхглубокая скважина СГ-4. Путеводитель. Екатеринбург. 2000. С.4-6.
3. Казанский В.И. Континентальное научное бурение. // Геология рудных месторождений. Москва , 1990 . №3. С. 14-25.
4. Тарханов Г.В. Метаморфизм углеродистого вещества вулканогенно-осадочных толщ Среднего Урала. // Тезисы докладов VI Уральского петрографического совещания ч.1. Екатеринбург, 1997. С. 4-6.
5. Хахаев Б.Н., Липилин А.В., Певзнер Л.А. Научное бурение при изучении континентальной коры территории России. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейской территории России и Урала. Материалы региональной конференции. Кн.1.С. 85-90. Екатеринбург 2000.
6. Шахторина Л.Н. Геологический разрез скважины СГ-4. // Уральская сверхглубокая скважина (интервала 0-4008 м). Геология, геофизика, технология. Сборник научных трудов. Выпуск 1. Ярославль: ГНПП "Недра", 1992. С.49-59.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ КРАЕВОГО ШВА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.В. Вилор, О.А. Склярова, Л.П. Феоктистова
Институт геохимии СО РАН,г.Иркутск

Преобразование блоков континентальной коры в краевых швах платформ и складчатых поясах в гранитно-метаморфический слой (ГМС) сопровождается мобилизацией ее рудновещественных ресурсов с участием растворов и флюидов, генерируемых при метаморфизме. Вовлечение в этот глобальный процесс спектра рудных элементов создает пространственную последовательность рудных концентраций особенно в P-T градиентных зонах кратонизированных блоков и терейнов.

Широкий диапазон термодинамических параметров в верхней части ГМС, маркированной выходами глубинных тепловых аномалий, геолого-петрологическими аналогами которых являются зональные метаморфические комплексы (ЗМК), обусловливает проявление глобального процесса - **рециклинга** , понимаемого как интегральный эффект миграции и переотложения петрогенных и примесных рудных компонентов, сопутствующего дифференциации континентальной коры .

Реювенация проявляется как интенсивная часть процесса при значительном повышении температур и давлений. В данной работе рассмотрена как следствие широко масштабного рециклинга рудно-геохимическая (металлогеническая) зональность южной части Сибирской платформы, сформировавшаяся на ее пассивной деформированной континентальной окраине - вендско - рифейском палеошельфе, отделенном от складчатого пояса глубинными разломами (рис.1).

Выявление генетических связей золоторудных месторождений с метаморфическими комплексами в складчатом обрамлении юга кратона (Буряк,1982) и повышение концентраций ряда других рудных элементов в зависимости от степени метаморфизма вмещающих пород показало акту

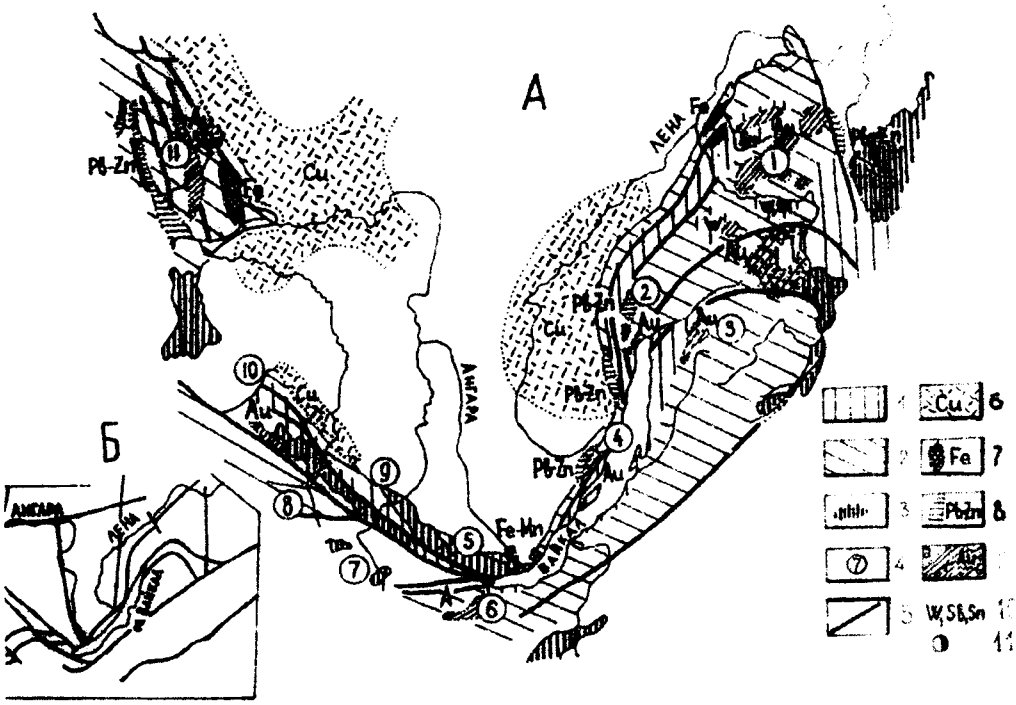


Рис. 1. Металлогеническая зональность в краевой части юга Сибирской платформы.
А. Расположение оруденения в зависимости от метаморфизма и тектонической структуры переходной зоны. Б. Региональные разломы юга Восточной Сибири. 1,2 -фации метаморфизма: 1 - амфиболитовая, 2 - зеленосланцевая и слабый метаморфизм; 3 - архейские выступы; 4 - ЗМК; 5 - разломы: 6-10 - районы концентрированна оруденения: 11 - опробованная скважина в фундаменте.

альность поисков регулярности в расположении оруденения. Расположение рудных районов на преобразованном палеошельфе явилось основой выделения ряда последовательности локализации месторождений в переходной зоне от складчатого пояса в глубь платформы. Из полосовидности и симметричности концентраций рудных элементов формируется зональность их размещения. Ее возрастной диапазон и термодинамические условия возникновения приводятся по опубликованным данным для конкретных месторождений. Выделяемой зональности свойственно прогностическое значение. На основании регионального металлогенического прогноза в южном и юго-западном Прибайкалье обнаружены стратиформные Fe-хлорит-гематитовые метасоматические породы. Их аналоги создают железорудную формацию в верхнем рифее восточной части Енисейского кряжа (Ангаро-Питский Fe-рудный район) (Перспективы..,1960). Метасоматиты изучены кристаллооптическими, химическими, рентгенографическими и рентгеноструктурными методами.

В термодинамическом анализе реакций минералообразования для формации Fe-хлорит-гематитовых метасоматитов использованы табулированные изобарно-изотермические потенциалы (функции g_f) (Дорогокупец и др.1988). При метасоматозе возможно участие глубинных растворов в кристаллическом фундаменте древнего палеошельфа. Динамика взаимодействия метаморфогенных хлоридных флюидов с осадочно-метаморфическим субстратом рассмотрена в сопоставлении с глубинными термами.

В составе оруденения в направлении от платформы к складчатому поясу выделяется рудноэлементный ряд: Cu - Fe, Mn - Pb, Zn -Au (Sb) ->W, Sn, характеризующийся элементами плоскостной симметрии относительно скрытого разлома, разделяющего основание кратона на западную и восточную части (рис.1).

Медное оруденение формации медистых песчаников выдержано вдоль краев платформы, располагаясь верхними ярусами в составе плитного комплекса, а нижними в деформированном палеошельфе. Прожилково-вкрапленные карбонатно-сульфидные руды залегают в карбонатно-терригенных отложениях венда-кембрия, прошедших поздний катагенез. Меденосные позднерифейские терригенные формации отвечают аспидной незональной фации однородного метаморфизма.

Железное оруденение связано с песчано-алевритовыми толщами при участии конгломератов или приурочено к региональному несогласию с кристаллическим фундаментом. В восточной части Енисейского Кряжа Fe-рудные месторождения Ангаро-Питского бассейна по составу соответствуют стратиформной хлорит-гематитовой рудной формации. В нижней части рифейского разреза палеошельфа северо-западной части Байкало-Патомского сектора содержатся объекты Витимского Fe-рудного района (Докембрий..,1995). Пластовые залежи кварц - гематитовых и кварц - магнетитовых руд относятся к формации Fe-кварцитов. Стратиформные гидрослюдисто - гематитовые метасоматиты южного Прибайкалья залегают в верхней части сублиторального разреза позднего рифея. Метаморфизм пород не превышает гидрослюдисто-хлоритовой и начала хлорит-мусковитовой субфаций.

Свинцово-цинковое оруденение Pb-Zn и полиметаллической рудных формаций располагается в рифейских терригенно-карбонатными толщах. Прибайкальский рудный полиметаллический пояс локализован в перикратонном прогибе палеошельфа, заполненном кремнисто-терригенно-карбонатными отложениями. В Енисейском Кряже размещение месторождений контролируется структурами Большепитского и Ангаро-Питского синклинориев, сложенных карбонатно – терригенно-углеродистыми формациями. Руды концентрируются на переходе от аспидной фации к зеленосланцевой, сохраняя устойчивость состава при наложении амфиболитовой фации.

Золотое оруденение в наиболее масштабных проявлениях ассоциирует с зональным региональным метаморфизмом. Литологическим фоном концентрирования золота являются терригенные толщи с глинисто-углеродистыми формациями либо типичные вулканогенно-осадочные комплексы зеленокаменного типа. Наиболее крупные рудно-россыпные узлы расположены в ЗМК с рифейско-вендским субстратом (рис.1) и в нижнепротерозойском цоколе. Кварцево-жильная и сульфидно-прожилковая рудные формации преобладают, являясь типичными для ЗМК, находящихся в краевой зоне кратон - складчатый пояс.

В Байкало-Патомском секторе распространение рудных концентраций Au ограничивается изоградой биотита. В Енисейском Кряже они устойчивы до изограды граната. В Лено-Витимском регионе оруденение комплексного состава представлено крупнейшими золотоплатиновыми месторождениями, залегающими как в нижнепротерозойском фундаменте, так и в перекрывающих толщах рифея-венда. В золотоносных стратиформных рудных формациях Енисейского Кряжа присутствуют комплексные W-Au-Sb и Au-Sb руды.

Редкометалльное оруденение W-Sn профиля находится в значительно преобразованных глубинных частях ЗМК. В крупнейшем Мамско-Бодайбинском метаморфическом ареале оно связано с массивами главным образом аллохтонных анатектических и коллизионных гранитов и их ближайшей экзоконтактовой периферией (Докембрий...,1995). Кварц-шеелитовая рудная формация сопро-

вождает известковистые скарны. Проявления кварц-касситеритовой и кварц-сульфидно-касситеритовой формаций, локализуясь по разломам вдоль блоков нижнепротерозойского фундамента, связаны с комплексом нижне-, среднерифейских гранитных интрузий.

Основными характеристиками металлогенической зональности палеошельфа, кроме ее литологической обусловленности, являются возраст и термодинамические условия рудного минерагенеза. Датировки оруденения и регионального метаморфизма положительно коррелируют. Однако возрасты рудных месторождений в совокупности имеют несколько меньшие значения по сравнению с временем начала этапов регионального метаморфизма. На его координате существует начальная величина, отражающая связь оруденения с регрессивными фазами. Стратиформные месторождения Cu, Pb, Zn синхронизируются с незональным слабым, низким метаморфизмом и поздним катагенезом. Длительность процессов формирования золоторудных месторождений перекрывает продолжительность генерировавшего их зонального метаморфизма. В них содержатся возрастные "метки" почти всех региональных активизаций вмещающих блоков. В Байкало-Патомском секторе наиболее поздними оказываются редкометалльные рудные формации, ассоциированные с коллизионными гранитоидами.

Термодинамические параметры выделения данного спектра рудных элементов в целом соответствуют региональному регрессивному тренду от изограды граната до слабого метаморфизма и позднего катагенеза. Высокотемпературное комплексное Au-W-Sb оруденение в карбонатно-сульфидно-углеродистых метасоматитах Енисейского Кряжа охватывает интервал 380-560 ° С и давления более 3 кбар. Образование золотоносных кварцево-жильной и сульфидно-прожилковой формаций занимает область вдоль кривой снижения температур от 400-420° до отложения поздних ассоциаций при 100-290 ° С и давлениях флюида, уменьшающихся от 2 кбар до гидростатического.

Частично с ними совмещается тренд выделения и реформирования Pb-Zn оруденения. В ЗМК при наложении регионального метаморфизма амфиболитовой фации руды преобразуются при Т > 500 ° С и Р > 4 кбар. Температуры формирования гематит-хлоритовой и гематит-кварцевой ассоциаций не ниже 150 ° С. Прожилково-вкрапленное оруденение медистых песчаников выделяется при 60- 160 ° С. На данных уровнях литостатические нагрузки определяют соответствие давлений минералообразования и гидростатического, которое превышает давление насыщенных паров воды и исключает выход из области жидких растворов.

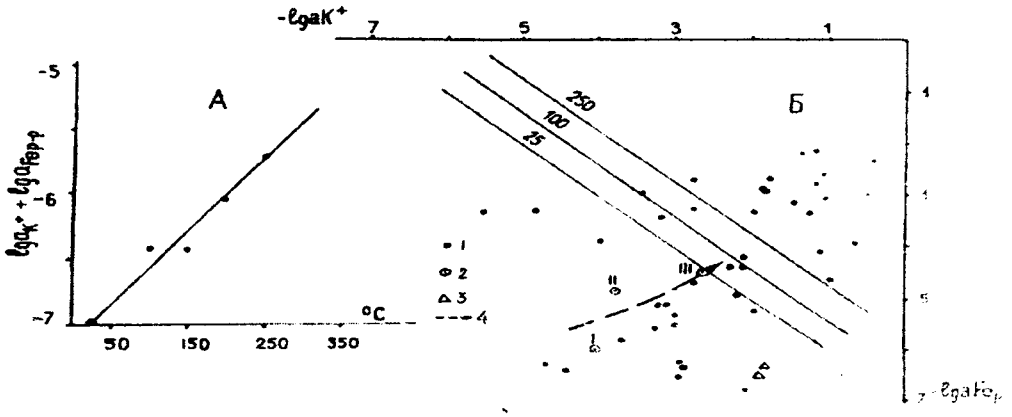


Рис. 2. Термодинамические условия образования стратиформных хлорит- гематитовых метасоматитов.

А. Зависимость произведения активностей калия и железа в растворе от температуры. Б. Изотермы зависимости между активностями калия и железа в растворе. 1-3 - глубинные растворы кристаллических фундаментов платформ и их пассивных окраин. 4 - тренд изменения активностей при проникновении хлоридного раствора из осадочного чехла Сибирской платформы в ее фундамент.

Устойчивость в обсуждаемом ряде рудных элементов и обусловленной ею металлогенической зональности подтверждается обнаружением в Прибайкалье хлорит-гематитовых метасоматитов. В южной части региона (рис.1) они залегают вдоль поверхности несогласия между архейским фундаментом и слабо метаморфизованным комплексом позднего рифея. Северо-восточнее тонкозернистые гидрослюдисто-гематитовые породы в верхней части байкальского комплекса (R_3) образуют стратиформные залежи более 50 м мощности и менее мощные протяженные пластовые тела. Их конформное, в целом, структурное положение сочетается с несогласными, вплоть до секущих, границами с неминерализованными породами. Вкрапленность гематита и интенсивная дисперсная гематитизация распространяются по элементам напластования, зонам рассланцевания и кливажу.

За пределами минерализованных залежей кварцево-слюдистый состав обломочной части пород сосуществует с раскристаллизованным базальным цементом, содержащим (об.%) мусковит (35), гидрослюду + смектит (45), стильпномелан (5), в присутствии кварца и каолинита (до 15). В слоях песчаников во внешней зоне преобразований порфиробласты хлоритоподобного смешанослойного силиката включают скопления тонкочешуйчатого Fe_2O_3. По контактам слойчатости выделяются гематитовые и гидрослюдисто-кремнеземистые колломорфно-гелевые прожилки. Мощная промежуточная зона, сложенная каолинитом в цементе при наличии тальк-пирофиллитовой фазы, тонкокристаллическим агрегатом группы слюд, Fe-смектитом (менее 10), кварцем и гематитом, сменяются внутренней - Fe-гидрослюдисто (50-60) –гематитовой (30-45) в присутствии кварца. В центральной части гематит-гидрослюдистых прожилков, образующихся в трещинах отрыва, также выделяется тонкозернистый кварц.

В зонах рассланцевания и сгущения кливажных трещин и по контактам ожелезненных слойков порода замещается кварцем с 40% гематита. Появляются их тонкие мономинеральные сегрегации. Количество гематита в сечении метасоматической колонки обратно пропорционально содержанию слюд и каолинита. В промежуточных зонах метасоматической колонки повышается количество глинозема при неустойчивости содержаний оксидов железа. В целом для сечения характерна отчетливая обратная связь между суммой Fe_2O_3 и количествами $Al_2O_3 + K_2O$. Гидрослюдисто-гематитовые породы замещают слюдисто- кварцевые песчаники по простиранию и чередуются с ними в разрезе алевропеченикковой части толщи позднего рифея юго-западного Прибайкалья.

Железо осаждается на комбинированном кислотно-основном и окислительно-восстановительном барьере при взаимодействии песчаников с проникающими металлоносными растворами. Химической моделью процесса является реакция растворенного Fe-компонента с каолинитом, продуцирующая основные минеральные фазы метасоматитов (Fe-слюда представлена Fe-хлоритом) (рис.2).

$$2\ Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 6\ Fe(OH)^+ + 0{,}5\ O_2 \rightarrow Fe_4Al_4Si_2O_{10}(OH)_8 + Fe_2O_3 + SiO_2 + 6\ H^+$$

каолинит р а с т в о р Fe – хлорит гематит кварц р – р (1).

Симметричность металлогенической зональности краевой части юга Сибирской платформы допускает предположение об одинаковой полноте металлогенического ряда на ее западном и восточном фасах и, как следствие, возможность прогноза поисков рудной минерализации сурьмы, присутствующей в комплексных золоторудных месторождениях Енисейского Кряжа. Ее рудные объекты пока не зафиксированы в структуре краевого шва и переработанного палеошельфа Байкало-Патомском сектора. Единственное месторождение Sb находится в реликтах карбонатного кембрия, перекрывающего архей Северо-муйского терейна (глыбы) (Бергер,1978).

Литература

Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование.М.:Недра,1982.С.256.

Докембрий Патомского нагорья. М.:Недра, 1995.С.352.

Дорогокупец П.И., Карпов И.К., Лашкевич В.В. и др. Изобарно-изотермические потенциалы минералов, газов и компонентов водного раствора в программном комплексе "Селектор" // Физико-химические модели в геохимии. Новосибирск: Наука, 1988. С.124 -148

Перспективы промышленного освоения Ангаро-Питского железорудного бассейна. М., Изд-во АН СССР,1960.125 с.

Бергер В.И. Сурьмяные месторождения. - Л.: Недра, 1978. 296

ПЕРСПЕКТИВЫ ОТКРЫТИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ТИПА В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ.

В.И. Гордеев Н.Я. Гордеева
ФГУГП "Читагеологоразведка", Читинский горный техникум

До последнего времени медь являлась нетрадиционным полезным ископаемым для южной части Восточного Забайкалья. Специализированные работы на медь в регионе не проводились и она считалась сопутствующим компонентом в рудах полиметаллических, редкометалльных и золотых месторождений. Накопившийся за последние годы фактический материал однозначно свидетельствует о наличии в Восточно-Забайкальском вулканоплутоническом поясе Читинской области медно-порфирового оруденения с золотом.

Все проявления этого формационного типа распложены в пределах золото - молибденового пояса, выделенного академиком С.С. Смирновым. Широко развитые здесь месторождения и рудопроявления молибдена принадлежат порфировой формации, профилирующим элементом является молибден, медь обычно сопутствующий элемент. Исходя из теоретических предпосылок, можно представить существование непрерывного ряда, крайними членами которого являются монометалльные молибденовые и существенно медные месторождения.

Месторождения молибдена тяготеют, как правило, к участкам сиалического состава, меди – фемического. Все известные в Восточном Забайкалье месторождения и рудопроявления медно-порфировой формации расположены на площадях, где в разрезе Земной коры отмечаются скопления крупных масс основных и ультраосновных пород. На основании этих и других предпосылок в Восточном Забайкалье начаты поиски месторождений медно-порфировой рудной формации.

Наиболее достоверно к этому формационному типу можно отнести руды Торгинского месторождения в центральной части области, Култуминского, Быстринского рудопроявлений в юго-восточной части области, пока с некоторой долей условности – Лугоканского месторождения и Мало-Урюмского рудного поля в восточной части области. В целом восточные районы Читинской области весьма перспективны на выявление, как минимум, среднего по запасам и содержанию меди и золота месторождения медно-порфирового типа. На соседней территории в Монголии и Северном Китае имеются крупные медно-порфировые месторождения Эрденетуин-Обо, Цаган-Субурга, Дуобаошань, Унугтушань. Восточно-забайкальские объекты приближаются к ним, что объясняется особенностями геологического строения региона и петрохимическим сходством магматизма, обусловившего однотипный рудогенез.

Геотектоническая позиция всего золото-молибденового пояса в региональном плане определяется приуроченностью к зоне мезозойской тектоно-магматической активизации южного края Сибирской платформы. Наиболее ярким выражением процессов активизации является формирование вулкано-плутонических комплексов, блоковые перемещения по мощным зонам разломов, длительность и многоэтапность формирования геологических структур, значительный разрыв во времени между началом формирования континентальной коры и образованием месторождений.

Магматическая деятельность районов известных проявлений медно-порфировой минерализации Восточного Забайкалья характеризуется становлением интрузий раннеюрского амананского и позднеюрских амуджиканского и шахтаминского комплексов, принадлежащих габбро-диорит-гранитовой группе магматических формаций. Характерным признаком интрузивных образований, генерирующих медно-порфировое оруденение, является повышенная щелочность. При этом породы среднего и умеренно кислого состава приобретают признаки монцонитовой ветви интрузивных серий. Важным геохимическим признаком является отчетливо выраженная специализация на молибден, медь, серебро, свинец, цинк для амананского комплекса, на золото, медь, молибден для амуджиканского и шахтаминского комплексов. Причем промышленное оруденение формируется в случаях наиболее полного многофазного проявления магматизма и при обязательном развитии гранитоидов завершающих фаз. С магматизмом начальных и средних этапов тектоно-магматической активизации связаны хоть и многочисленные, но неперспективные рудные объекты.

Парагенетически месторождения и проявления медно-порфировой рудной формации Восточного Забайкалья связаны со штоко- и дайкообразными телами гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диорит-порфиритов амуджиканского и шахтаминского комплексов, которые являются самыми поздними представителями формации позднеюрских малых интрузий заключительного этапа мезозойской тектоно-магматической активизации.

Медно-порфировое оруденение локализуется в эндо- и экзоконтактовых частях гранитоидных интрузивов, в штоках и штокообразных телах порфировых пород. Оруденение полигенное и в зависимости от вмещающей рамы чаще всего образуется в два этапа, генетически, видимо, связанные между собой, хотя и значительно разорванные во времени – метасоматический и гидротермальный. Каждый этап подразделяется на ряд стадий минералообразования.

Примером этому служит Быстринское золото-медно-порфировое рудопроявление, где на метасоматическом этапе произошло образование скарнов в две стадии: диопсид-гранатовую и магнетитовую. Вся медь, золото и сопутствующие им компоненты сформировались на гидротермальный этап, наложенный как на скарны, так и на метасоматически измененные гранитоиды. В этом этапе выделяются сульфидно-шеелитовая, сульфидная и кварц-карбонатная стадии. Основное количество меди образовалось в сульфидную стадию, а золота и серебра - в сульфидную и кварц-карбонатную стадии.

Каждый этап рудообразования соответствовал и был вызван соответствующим этапом становления интрузивного комплекса. В результате внедрения диорит-порфиритов первой фазы шахтаминского комплекса в карбонатные отложения раннекембрийской быстринской и девонской ильдиканской свит сформировались широкие поля скарнированных пород. Ко второй фазе Быстринской интрузии относятся штоки и дайки гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров, гранодиорит-сиенит-порфиров. Они явились источниками гидротермальных растворов, сформировавших на Быстринском рудном поле золотосодержащее медно-порфировое штокверковое оруденение, наложенное на скарнированные породы метасоматического этапа.

Независимо от конкретной геологической обстановки развитие оруденения на медно-порфировых месторождениях и проявлениях начиналось безрудной или малорудной минерализацией, представленной кварцевыми или кварц-полевошпатовыми жилами и прожилками с магнетитом, сульфидами (преимущественно пирит), турмалином. Следующий рудный этап представлен жилами и крупнозернистого кварца с неравномерно распределенным молибденитом и в меньшей степени сульфидами других металлов, или мелкозернистого кварца с более равномерно распределенными рудными минералами. Наиболее полно эта стадия проявилась на молибден-порфировых месторождениях. Обязательно, но угнетенно, она проявлена и на медно-порфировых месторождениях и рудопроявлениях.

Более поздняя (основная) минерализация обычно представлена кварцевыми, кварц-полевошпатовыми, кварц-карбонатными жилами и прожилками со сложной парагенетической ассоциацией минералов: халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды, арсенопирит, энаргит, минералы висмута и серебра, самородное золото. Часты "сухие" сульфидные прожилки. Самыми поздними являются прожилки карбонатов и халцедоновидного кварца.

Для большинства медно-порфировых месторождений и проявлений Восточного Забайкалья установлена вертикальная и горизонтальная зональность распределения максимумов содержаний рудных минералов, которую в обобщенном виде сверху вниз и от периферии к центру можно представить следующим образом. Самой крайней и верхней является золотосеребряная ассоциация с теллуридами, висмутом, шеелитом. Затем идёт полисульфидный парагенезис с золотом (это блеклая руда, галенит, сфалерит, халькопирит, энаргит), далее следует магнетит-халькопирит-молибденитовая ассоциация.

Весьма характерна для некоторых месторождений пространственная разобщенность золотошеелитового, полиметаллического, медного и молибденового оруденения. При недостаточной изученности территории каждое оценивается как самостоятельный объект, часто не смотрится как единое целое и соответственно получает не совсем достоверную прогнозную оценку. В то же время наличие на потенциально рудоносной площади рудопроявлений и месторождений золота, вольфрама, меди, свинца и цинка зачастую можно рассматривать в качестве предпосылки для выявления месторождений меди именно медно-порфировой формации (пример тому Быстринское и Култуминское рудопроявления). Аналогичная ситуация прогнозируется и на Мало-Урюмском рудном поле.

Метасоматическая зональность соответствующего этапа формирования медно-порфировых месторождений в общем виде выражена сменой от центра к периферии калиевых метасоматитов кварц-серицитовой, аргиллизитовой и пропилитовой зонами. Наиболее ранним процессом является калиевый метасоматоз, выраженный как в калишпатизации, так и в биотитизации вмещающих пород. Типичной для всех медно-порфировых проявлений Восточного Забайкалья является пропилитизация, наличие которой в совокупности с повышенными концентрациями меди, молибдена, золота в продуктивных комплексах и в околорудных метасоматитах служит важным поисковым признаком. Широко проявлена турмалинизация, часто не имеющая определенного места в зональности и развитая пятнами преимущественно в центральных зонах.

Примером изученной зональности является Култуминское рудопроявление. Здесь в центральной части развиты альбит-биотит-кварцевые метасоматиты, охватившие так же центральную часть рудогенерирующего и рудовмещающего Култуминского массива гранодиорит-порфиров. С пе-

реходом к эндоконтакту калиевые метасоматиты сменяются филлизитами – зоной кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов, часто заходящих во вмещающие карбонатно-терригенные породы. В центральной части филлизитовой зоны спорадически развиты кварц-турмалиновые гидротермалиты. Рисунок зональности по периферии завершается фронтальной полосой аргиллизитовых и пропилитовых образований.

На медно-порфировых месторождениях и рудопроявлениях Читинской области, как это было подмечено ранее для лучше изученных молибденовых месторождений, установлена и морфологическая зональность, которая выражается в преобладании сверху вниз жильного, прожилково-жильного, прожилково-вкрапленного и вкрапленного типов оруденения. Некоторые месторождения Восточного Забайкалья на первых порах изучались как жильные, например Торгинское и Култуминское. В этой связи необходимо отметить, что на территории Читинской области не обнаружено глубоко эродированных медно-порфировых месторождений. На это указывает преобладание жильно-прожилкового и прожилково-вкрапленного морфологических типов. О неглубоком срезе свидетельствуют также данные о минеральных парагенезисах, которые относятся к верхним частям рудной колонны и малые мощности белесых толщ – смытых кор выветривания. Поскольку вертикальный размах оруденения на медно-порфировых месторождениях обычно измеряется многими сотнями метров и даже километрами, то, в принципе, большинство медных проявлений Читинской области заслуживает постановки оценочных работ и является высоко перспективным на выявление промышленного оруденения. Подтверждением сказанному, хоть и косвенным, служит бурение глубоких скважин на Бугдаинском молибден-порфировом месторождении. Скважины глубиной 1200 м из руды не вышли. Максимальная же глубина изучения собственно медно-порфировых месторождений в Читинской области ограничена пока 600 метрами – затухания оруденения не наблюдается.

Таким образом, территория Читинской области весьма перспективна на выявление средних и крупных месторождений меди и золота медно-порфирового типа. В странах дальнего зарубежья последние годы 56% приращиваемых запасов золота сосредоточены в золото-медно-порфировых месторождениях. Целесообразно в ближайшее время оценить имеющуюся информацию и по совокупности геологических и географо-экономических критериев определить районы первоочередных полномасштабных поисковых и оценочных работ на оруденение этого типа. По предварительным данным особого внимания заслуживает территория, примыкающая к транссибирской железнодорожной магистрали: Мало-Урюмское рудное поле, окрестности Ключевского и Александровского золоторудных, Давендинского молибденового месторождений.

В заключении приведем характеристику двух медно-порфировых объектов, локализованных в различных геолого-структурных условиях: Торгинского, расположенного среди изверженных пород архейско-раннепротерозойского и мезозойского возраста, гранитов, гранодиоритов, диоритов в зоне Становика, где складчатость завершилась в палеозое, и Быстринского, где вмещающие породы представлены палеозойскими карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями и диоритами, диорит-порфиритами, гранодиорит-порфирами ранней юры в области завершенной мезозойской складчатости.

Торгинское месторождение расположено в центральной части Читинской области, в 20-25 км южнее рудника Вершина Дарасуна, в отрогах Даурского хребта и в юго-западной части Становика. Месторождение генетически и парагенетически связано с эксплозивной постройкой субвулканических пород кислого и среднего состава, возникшей на поздних стадиях эволюции позднеюрского магматического очага. Оно относится к среднетемпературному гидротермальному классу и принадлежит формации медно-порфировых руд. Приурочено к участку, где граносиениты и кварцевые монцониты раннеюрского амананского комплекса контактируют с гранитоидами позднего архея – раннего протерозоя. Те и другие прорываются позднеюрскими амуджиканскими гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами и эксплозивными брекчиями. С последними и связано оруденение.

Все породы, слагающие участок Торгинского месторождения, подвергнуты интенсивному гидротермальному и метасомагическому преобразованию, и практически все рудное поле сложено различными по составу метасоматитами, несущими молибден-медную и золото-полиметаллическую минерализацию.

В распределении измененных пород наблюдается зональность, порой очень отчетливая:

1.Внешняя зона - зона пропилитизации шириной до 1,5 км, выразившаяся в хлоритизации и карбонатизации биотита и амфиболов, плагиоклаз серицитизирован, иногда замещен агрегатом эпидот-цоизита и калишпата. При хлоритизации биотита образуется магнетит. Характерна рассеянная вкрапленность пирита. Иногда в пропилитовой зоне появляются изолированные пятна березитов.

2.Промежуточная зона шириной 100-300 м. Пропилиты в ней сменяются крайне неравномерным проявлением таких процессов, как окварцевание, серицитизация, калишпатизация, каолинизация, пиритизация, участками породы березитизированы.

3.Внутренняя зона – зона пирит-серицит-кварцевых метасоматитов шириной около полукилометра. Чаще всего приурочена к эндо и экзоконтакту рудогенерирующих эксплозивных брекчий.

Характерно, что гидротермальный процесс независимо от состава исходных пород проявился однотипно и визуально метасоматиты по всем породам почти неотличимы. При анализе метасоматической колонны отчетливо заметна тенденция к сокращению минеральных фаз по мере повышения интенсивности процессов кислотного выщелачивания. Форма штокверка метасоматитов в плане неправильная, удлиненная в северо-восточном направлении, размером около 2300*1500м. По падению он прослежен на глубину более 300м без затухания.

Рудное тело полукольцевой формы площадью 0,9 кв.км. Длина его 2200м, ширина кольца 250-480м. Возможно, что кольцо имеет замкнутую форму, так как юго-восточный участок его остался неизученным. Рудная минерализация прожилковая, прожилково - вкрапленная. Форма и густота прожилков разнообразны. Реже наблюдаются жилы. По времени образования выделяются молибденит-кварцевые, полевошпатовые, сульфидные, сульфидно-кварцевые, сульфидно-карбонатные, карбонатные прожилки.

Главные минералы руд кварц, карбонат, пирит, халькопирит, теннантит, энаргит; второстепенные сфалерит, галенит, молибденит, магнетит; редкие арсенопирит, гематит, вольфрамит, сульфосоли висмута. В зоне гипергенеза преобладают борнит, ковеллин, халькозин, гидроокислы железа, малахит. Формирование оруденения происходило в два этапа: гипогенный и гипергенный. Гипогенный этап проявился в две стадии: метаморфогенно-гидротермальную и гидротермальную. В первой выделены пиритовая, кварцевая и вторая пиритовая подстадии; во второй - кварцево-сульфидная и карбонатная безрудная.

Быстринское рудное поле известно с 1830г. с момента открытия полиметаллического оруденения. Оно представляет собой пример широкого площадного развития разнообразных по составу скарновых образований и пространственно связанного с ними оруденения меди, серебра, золота, вольфрама, бора, железа. Однако до последнего времени это оруденение рассматривалось как генетически связанное с процессами скарнирования, которые редко формируют промышленные скопления руд. И только в последние годы установлено, что основная рудная минерализация Быстринского рудного поля (медь, золото, серебро) связана с гидротермальным этапом, наложенным на скарны и скарнированные породы. Расположено месторождение в центральной части Ключевско-Газимурского синклинория, входящего в Аргунскую зону Монголо-Охотской складчатой области на юго-востоке Читинской области.

На территории Быстринского рудного поля промышленные руды сформировались, как это было сказано раньше, в два этапа: метасоматический скарновый и гидротермальный, каждый соответствующий своему этапу становления Быстринского интрузивного массива. Текстура руд прожилково-вкрапленная, структура средне-кристаллическая, гипидиоморфная, гранобластовая, катакластическая. Главные рудные минералы магнетит и халькопирит, иногда шеелит, вольфрамит, молибденит, присутствуют пирит, арсенопирит, пирротин, блеклые руды, галенит, самородное золото, халькозин, борнит.

По преобладанию в рудах того или иного полезного компонента (магнетит не учитывается) по мере убывания их значимости выделяются следующие разновидности: халькопиритовые, шеелит - халькопиритовые, молибденит-халькопиритовые, молибденитовые, шеелитовые и галенитовые руды. Они слагают штокверковые и пластообразные рудные тела протяженностью до 1 км, мощностью 1-100м. Среднее содержание меди в них 1,51%, золота 0.53г/т, серебра 8,8г/т. Предполагаемые ресурсы меди 6 млн.т, золота 200 т, серебра 4 тыс.т.

Анализ геологического строения показывает, что все гидротермальное оруденение на территории Быстринского рудного поля пространственно и генетически связаны с магматическими образованиями средне- позднеюрского шахтаминского интрузивного комплекса среднего состава и порфирового сложения. В пределах Быстринского рудного поля и Быстринского интрузивного массива и вокруг него наблюдается ореол гидротермальных и метасоматических изменений.

Наиболее ранние и высокотемпературные актинолитовые пропилиты тяготеют к внутренним частям интрузива. В направлении к экзоконтакту они сменяются хлоритовыми пропилитами. Ширина этих зон достигает первых километров. Внутри ореола пропилитов развиты локальные ореолы березитизированных и лиственитизированных пород, к которым приурочено все известное здесь оруденение. Период рудообразования характеризуется проявившимися в непосредственной близости от рудных тел биотитизацией, калишпатизацией, альбитизацией, турмалинизацией, окварцеванием, карбонатизацией. К пострудным образованиям относятся многочисленные кварц-карбонатные и карбонатные прожилки.

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЕРХНЕАБАКАНСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО РАЙОНА ЗАПАДНОГО САЯНА

Гуков С.В., Возная А.А.,
Кузбасский ГТУ, Кемерово

Месторождения района располагаются в западной части Западного Саяна в вековьях рек Бол. и Мал. Абакан. В геологическом отношении район расположен в тектонически мобильной зоне сочленения западно-саянских и горно-алтайских структур. Месторождения и рудопроявления района цепочкой трассируют региональные разломы северо-западного направления, размещаясь в локальных внутриразломных структурах. Основу района составляет терригенная флишоидная формация, сложенная кембро-ордовикскими отложениями. Рудовмещающими являются породы ярышкольской свиты раннесилурийского возраста. Они имеют преимущественно терригенный состав и представлены переслаивающимися песчаниками и алевролитами с линзами карбонатных пород. Отмечаются редкие маломощные прослои основных вулканитов. Интрузивный магматизм рудных полей представлен дорудными и послерудными дайковыми телами габбро, а также небольшими пострудными штокообразными телами субщелочных гранитоидов. По ряду признаков устанавливается парагенетическая связь железооруденения с базальтоидным магматизмом. Магнетитовое оруденение района относится к гидросиликатовому геолого-генетическому типу и развивалось в несколько этапов и стадий (Князев, Гуков, 1992; Князев,1999). В составе руд и изменённых пород преобладают маложелезистый актинолит, биотит (мероксен), эпидот, хлорит, альбит, кварц. Иногда, в связи с линзами доломитов развиваются тремолит, флогопит, тальк. Из рудных минералов, наряду с магнетитом, широко представлен мушкетовит. В составе руд выделяются несколько разновозрастных минеральных ассоциаций, наиболее продуктивной является – амфибол-магнетитовая. Среди факторов, определяющих строение рудных зон и морфологию отдельных рудных тел на месторождениях района, основными являются структурно-тектонические и в первую очередь – пликативные. Пликативные деформации проявились в две основные фазы складчатости и привели к формированию структур различного порядка – от складок соизмеримых с размерами рудного поля до микроскладок (Князев, Гуков,1992). Ранняя фаза складчатости проявилась в виде сжатых складок цилиндрического типа. Она определяет основной структурный мотив Волковского месторождения и обуславливает северное погружение шарнирной зоны цилиндрической складчатости под углом 45-50^0. Вторая фаза складчатости более ярко проявилась на Ярышкольском и Кызырсугском месторождениях и привела к формированию складчатых структур конического типа. На Ярышкольском месторождении шарнирные зоны конических складок погружаются в северном, а на Кызырсугском в южном направлениях под средними углами. Влияние состава вмещающих пород на процессы оруденения проявляется в образовании руд преимущественно по породам обогащённым карбонатным материалом.

На месторождениях района проведён значительный объём буровых работ, позволяющий с достаточно высокой детальностью охарактеризовать морфологию рудных зон и тел, оценить особенности распределения рудных масс. При этом выделяется от пяти до шести линзовидно-пластообразных рудных тел и несколько линз-спутников, ориентированных субсогласно со слоистостью пород. При общей выдержанности залегания рудных зон месторождений, залегание рудных тел не остаётся устойчивым – углы падения неоднократно изменяются на 15-35^0, нередко по падению отмечаются флексурные подвороты рудных тел. Рудные тела часто осложняются раздувами и пережимами, наблюдаемыми как в плане, так и в разрезе, характерны включения неоруденелых пород, расщепление рудных тел на отдельные линзы. Особенности морфологии рудных тел отражают положение месторождений в зоне разлома. Интенсивные послерудные (и, возможно, внутрирудные) деформации привели к заметной дислокационной переконцентрации железа. Отдельные, по крайней мере, мелкие рудные тела и жилы подвергаются пластическим и хрупким деформациям – дополнительно разлинзовываются, будинируются, дробятся. Можно предполагать, макробудинаж крупных рудных тел. В частности, некоторые рудные тела оказываются в "рубашке" из биотитовых сланцев, т.е. жёсткие руды как бы обтекаются пластичными биотитовыми породами. Строение руд так же отражает высокий уровень син- и пострудных преобразований. В них широко представлены текстуры течения, будинирования, линзовидно-пятнисто-сланцеватые, брекчирования, проявляются рудные милониты, рыхлая неминерализованная рудная "сыпучка".

Основные морфологические параметры ***Волковского месторождения*** приведены в таблице. Рудная зона протягивается в меридиональном направлении на 3500 м при ширине 300-400 м. В южной части месторождения отчётливо обособляются западная и восточная рудные зоны, удалённые друг от друга на 300-500 м, в центральной части они сближаются до 50-100 м, а к северу от 17 разведочной линии образуют единую рудную зону с серией изолированных субвертикальных рудных тел и

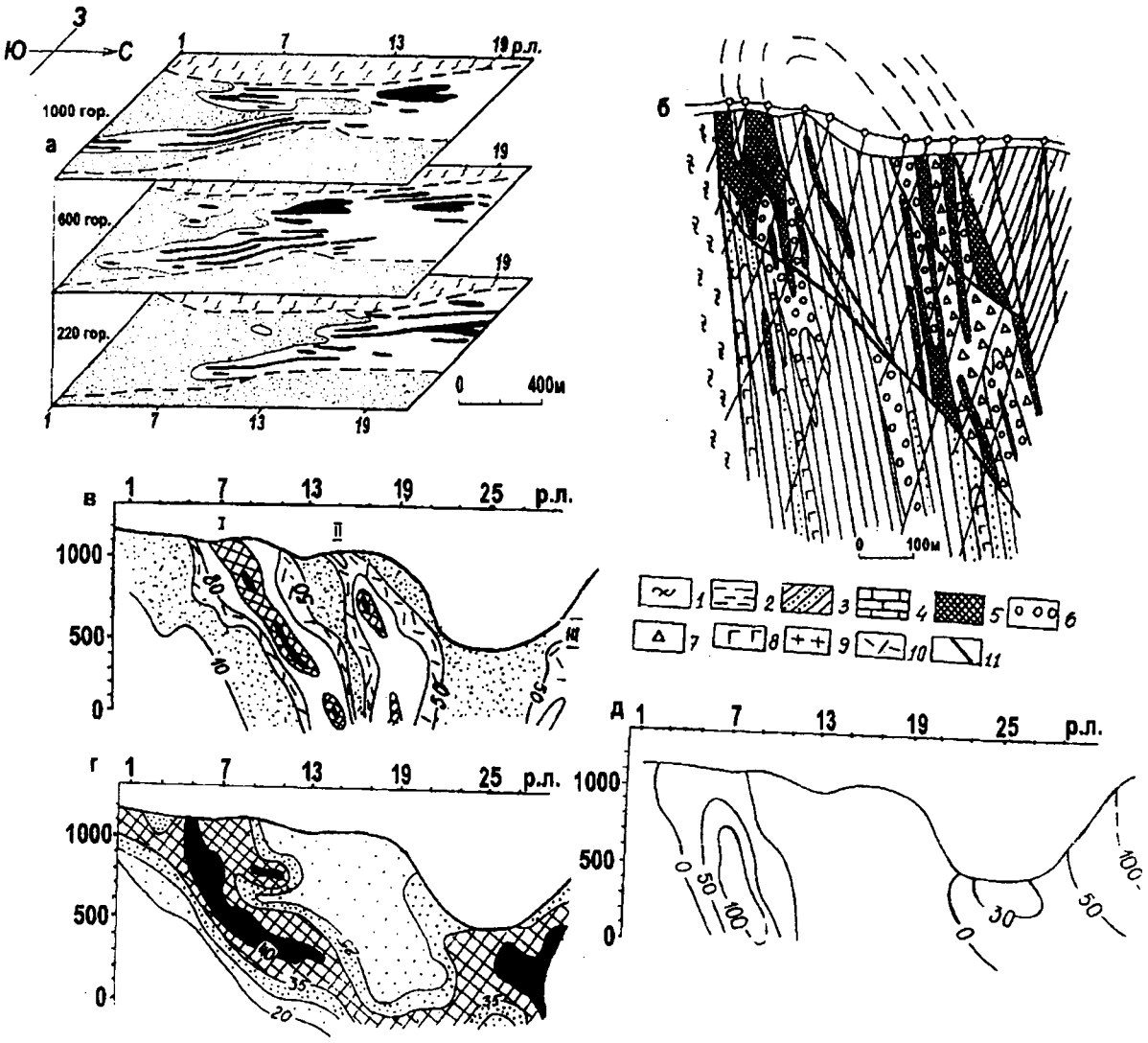


Рис. 1. *Волковское месторождение*: **а** – геологические планы горизонтов; **б** – разрез по 7 разведочной линии; продольные проекции: **в** – мощностей рудных тел; **г** – средних содержаний железа валового в рудах; **д** – мощностей терригенно-карбонатных и карбонатных пород. На в: изолинии мощностей руд – 10-50-80-120-160 м, I – южный, II – центральный, III – северный рудные столбы. На г: изоконцентрации железа в рудах – 20-30-35-40%. На д: изолинии мощностей – 0-50-100 м. На г: 1 – биотитовые гнейсы и мигматиты; 2 – горно-алтайские отложения (C_3-O_1); 3 – метапесчаники и метаалевралиты ярышкольской свиты (S_1); 4– карбонатные породы; 5 – рудные тела, на рис.2,г – рудные тела и изменённые породы; 6 – околорудные изменённые породы; 7 – терригенно-карбонатные брекчии; 8 – габбро; 9 – лейкократовые граниты; 10 – разломы

линз. Западная и восточная рудные зоны соответствуют двум горизонтам обогащения вмещающих пород карбонатным материалом. Между зонами располагается блок плотных, плохо оруденевающих и не испытывающих существенного метасоматического изменения мелкообломочных отложений. По простиранию рудная зона ограничена мощными (до 120 м на юге и до 300 м на севере) линзами брекчированных, перемятых, рассланцованных терригенно-карбонатных и карбонатных пород (рис.1,в,г). Вероятно, большая часть карбонатного материала находится здесь в аллохтонном залегании, т.е. выдавлена из центральных частей месторождения. В тоже время, руды с наибольшей концентрацией железа приурочены к эндо-,экзоконтактовым частям этих линз (рис.1,в-д). Интересно также отметить, что рудная зона месторождения как бы окаймлена габброидными дайковыми телами. На южном и северном флангах месторождения габброиды картируются по поверхности в виде серии дайковых тел, залегающих согласно с рудной зоной и прослеживающихся далеко за пределы месторождения. В пределах рудной зоны габбро в существенных количествах вскрываются скважинами на глубоких горизонтах, где происходит выклинивание рудных тел. Верхи послойных тел габбро как бы сопряже-

ны с корнями рудных тел. Создаётся впечатление, что рудные тела являются продолжением по восстанию тел габбро. В области высококонцентрированного оруденения наблюдаются лишь маломощные габброидные инъекции. Для центральных частей месторождения, представляющих область небогатого оруденения, проявление габброидной интрузии не характерно.

По коэффициенту уплощенности (отношение длины к ширине рудной зоны) а/б=8.8 Волковское месторождение относится к уплощённо-коническому типу (по классификации П.Ф.Иванкина; С.С.Долгушина), приближаясь к линейному типу. Оно характеризуется средним значением относительной вертикальной протяжённости (отношение длины к протяжённости рудной зоны по падению) – а/в=2.3 и имеет исключительно большую абсолютную вертикальную протяжённость для железорудных месторождений Алтае-Саянской области (см. таблицу). В разведанной части месторождения вертикальная протяжённость составляет в=1600 м, а при учёте минимальных значений экстраполяции выклинивания корневой части и эрозионного среза вертикальная протяжённость рудной зоны составит $в^{II}$=3500-4000 м. Экстраполируемая, по тенденции к замыканию изолиний суммарной мощности рудных тел, протяжённость рудной зоны до выклинивания корневой части ($в^{I}$=2500 м) полностью соответствует результатам интерпретации магнитных аномалий и математического моделирования. На месторождении отмечается относительно резкое уменьшение длины рудной зоны с глубиной – градиент составляет 100 м на 100 м погружения. Изменение площади рудных тел, при этом, не столь ярко выражены – 3000 $м^2$ на 100 м погружения.

Морфологические параметры месторождений Верхнеабаканского района

Месторождения	Линейные размеры рудной зоны, м					Площадь руд.тел, тыс. $м^2$	Морфоструктурные коэффициенты		Отрицательный градиент на 100 м погружения	
	длина	Ширина	протяжённость по падению							
	а	б	в	$в^{I}$	$в^{II}$	S	а/б	а/в	ΔS	Δа
Волковское	3500	400	1550	2500	4000	200	8.8	2.3	3000	100
Ярышкольское	2300	320	1300	2000	3300	140	7.2	1.8	15000	80
Кызырсугское	1940	340	900	1100	2000	160	5.7	2.2	10000	40
Среднее по АСО*	1100	300	750	900	1150	—	3.6	1.5	—	—

Примечания. Протяжённость рудной зоны по падению: **в** – в пределах разведанной части месторождения, $в^{I}$ – с учётом интервала предполагаемого выклинивания корневой части, $в^{II}$ – с учётом корневой и эродированной части; **S** – площадь рудных тел верхнего горизонта месторождения; **ΔS** и **Δа** – уменьшение площади рудных тел в $м^2$ и длины рудной зоны в метрах на 100 м погружения; АСО* – средние значения по 35 железорудным месторождениям Алтае-Саянской области (Долгушин, 1991).

Особенности распределения рудных масс на продольной проекции мощностей рудных тел позволяют выделить три рудных столба, характеризующихся повышенной суммарной мощностью рудных тел, – южный, центральный и северный (рис.1,в). Южный и северный рудные столбы сложены богатыми рудами и являются, соответственно, концентрационно-морфологическими. Центральный рудный столб сложен, в основном, рядовыми рудами и относится к морфологическому типу рудных столбов.

Южный концентрационно-морфологический рудный столб развит от 5 до 15 разведочной линии. В плоскости падения рудной зоны он погружается в северном направлении под углом 45-50^0 согласно шарнирному погружению рудовмещающих пород. С глубиной (гор. 300-0 м) угол склонения рудного столба увеличивается до 60-65^0. По погружению, в разведанной части, он прослежен и изучен на протяжении 1400 м (гор. 1200-0 м). Южный рудный столб сложен, в основном, амфибол-магнетитовыми, исключительно богатыми рудами, с ним связана большая часть запасов месторождения. На глубоких горизонтах южный рудный столб размещается в прикорневой части рудных тел, по восстанию ось рудного столба постепенно смещается в средние части рудных тел, выходя на поверхность в районе 5-7 разведочных линий. В продольном сечении рудного столба фиксируются незначительные изменения морфологических параметров. При этом в средней части рудного столба (гор. 800-400 м) отмечается увеличение суммарной мощности рудных тел, количества рудных тел и уменьшение средней мощности рудных тел, т.е. морфологически южный рудный столб представлен рудным

пучком, сходящимся в верхних и в нижних его сечениях. Вверх и вниз от рудного столба вдоль рудных тел наблюдается резкое затухание интенсивности оруденения – уменьшение суммарной и средней мощности рудных тел, их количества, содержания железа в рудах. В продольном сечении рудного столба фиксируется отсутствие ярко выраженной минералого-геохимической зональности. Тогда как по восстанию рудных тел зональность проявлена значительно контрастнее (исследовалась изменчивость содержания микропримесей магнетита, руд, вмещающих пород, окисленности магнетита и других физико-химических параметров). Например, по данным декрепитации магнетита (Гуков, Князев,1994), температурный градиент по восстанию рудного столба составляет -2°С на 100 м, а по восстанию рудных тел -5-6°С. Значение морфологических параметров и параметров интенсивности оруденения, характер их изменчивости позволяют рассматривать южный рудный столб как стволовую зону миграции рудоносных растворов (Атлас...,1973; Проблемы...,1972; Овчинников,1969 и др.).

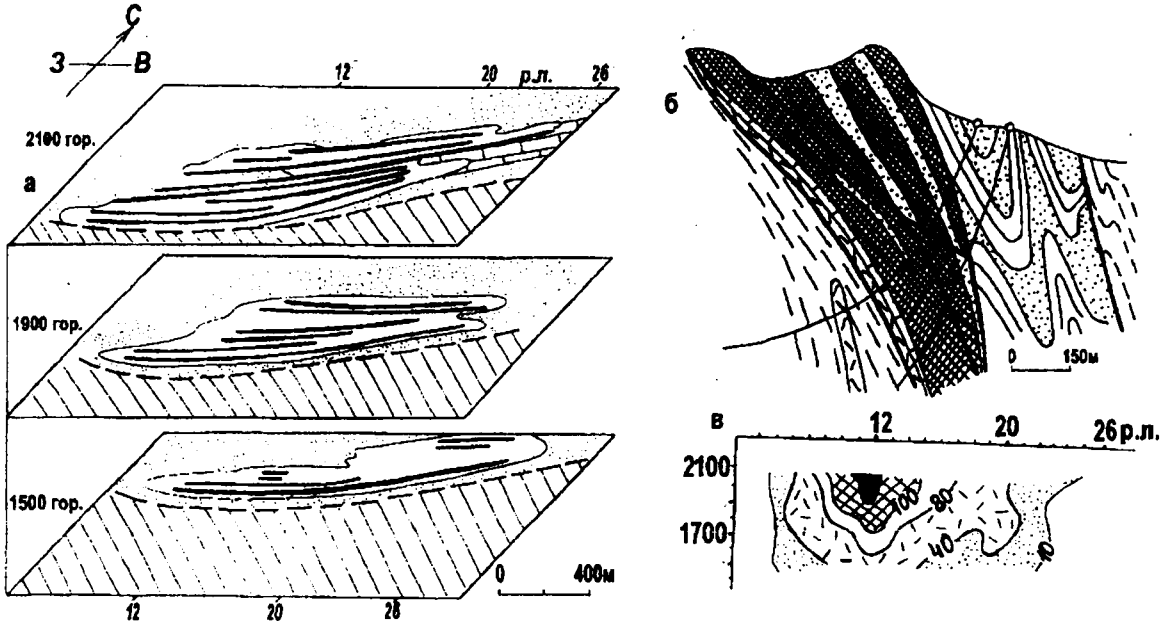


Рис. 2. *Ярышкольское месторождение*: **а** – геологические планы горизонтов; **б** – разрез по 12 разведочной линии; **в** – продольная проекция мощностей рудных тел, изолинии – 10-40-80-100-140 м. Для разреза условные обозначения на рис. 1,г

Центральный морфологический рудный столб развит в пределах 15-19 разведочных линий. Он ориентирован в плоскости падения рудной зоны, но имеет более крутое склонение, чем южный рудный столб и занимает секущее положение относительно общего погружения рудовмещающей толщи – в пределах горизонтов 1000-500 м угол склонения равен 55°, на горизонтах 500-0 м – 85-90°. Протяжённость рудного столба составляет 1100-1200 м. По восстанию рудного столба в его продольном сечении отмечается уменьшение суммарной мощности и количества рудных тел, мелкие тела выклиниваются или сливаются. Однако средняя мощность крупных рудных тел по восстанию увеличивается, они в плоскости рудного столба имеют вытянутую каплевидную форму. Рудный столб сложен бедными кварц-биотит-магнетитовыми рудами. Богатые руды получают развитие лишь в корневой части рудного столба.

Северный концентрационно-морфологический рудный столб расположен на малоразведанном северном фланге месторождения (пересекается четырьмя скважинами). Поэтому его пространственная ориентировка остаётся неясной. Возможно, он ориентирован субпараллельно центральному рудному столбу, либо характеризуется крутым восстанием на север. В первом случае значительная часть объёма рудного столба эродирована, что возможно, принимая во внимание подтверждённую бурением на месторождении четырёхсотметровую мощность четвертичных отложений в пойме р. Б.Абакан. В строении рудного столба принимают участие богатые амфибол-магнетитовые руды.

Схематизированная объёмная фигура распространения рудных масс Волковского месторождения (рис.4) имеет вид сплюснутого асимметричного конуса (угол конусности – 55°). Горизонтальная асимметрия связана с тем, что основная масса руд локализуется в южном направлении относительно положения корневой зоны месторождения (основного рудоподводящего канала). Центральная и северная части месторождения имеют значительно меньший горизонтальный размах. Подобный харак-

тер развития оруденения отмечается для многих эндогенных месторождений, в том числе и для железорудных месторождений Тургая (Атлас...,1972), и связан с влиянием анизотропии вмещающей среды. На Волковском месторождении склонение южного рудного столба и южной части рудной зоны в целом согласное северному погружению рудовмещающей толщи. Центральный и северный рудные столбы на большем своём протяжении являются секущими и только на верхних горизонтах приобретают субсогласную ориентировку. Особенностью месторождения является приуроченность концентрационно-морфологических рудных столбов к областям максимальной кривизны конуса (краевые части конуса), т.е. к периферическим участкам рудной зоны. Центральный рудный столб располагается в осевой части конуса.

Основные морфологические параметры ***Ярышкольского месторождения*** приведены на рис.2 и в таблице. Протяжённость рудной зоны составляет 2300 м при ширине 300-350 м. Если учитывать восточное рудопроявление, отделённое от основной залежи телом субвулканнических натриевых гранит-порфиров и интенсивно альбитизированных пород, протяжённость рудной зоны достигает 4400м. Рудная зона простирается в субширотном направлении. В плане она имеет вид дуги, контролируемой синклинальной конической складкой первого порядка. К западу и к востоку от линии изгиба наблюдается постепенное выклинивание рудных тел. Падение рудных тел северное, в верхней части разреза относительно пологое – около 40^0, постепенно увеличивающееся с глубиной до 65^0.

Месторождение относится к уплощённо-коническому типу (а/б=7.2), со средним значением относительной вертикальной протяжённости (а/в=1.8). Ярышкольское месторождение, как и Волковское, имеет большую абсолютную вертикальную протяжённость оруденения: в разведанной части – в=1300 м, экстраполируемая – $в^{11}$=3300 м. Изменчивость морфологических параметров выражается в заметном уменьшении длины рудной зоны и лощади рудных тел с глубиной: градиент длины составляет 77 м, площади – 15000 $м^2$ на 100 м.

Продольная проекция мощностей рудных тел имеет простой вид, отвечая в объёме сплюснутому, изогнутому в осевой части, опрокинутому вершиной вниз конусу (угол конусности – 41^0) (рис. 2,4). На месторождении выявлен один морфологический рудный столб, приуроченный к шарнирной зоне конической синклинальной структуры первого порядка. Рудный столб характеризуется увеличением по восстанию суммарной мощности рудных тел, их количества и уменьшением средней мощности рудных тел. Морфологически он представляет собой веерообразно расщепляющийся вверх по восстанию рудный пучок.

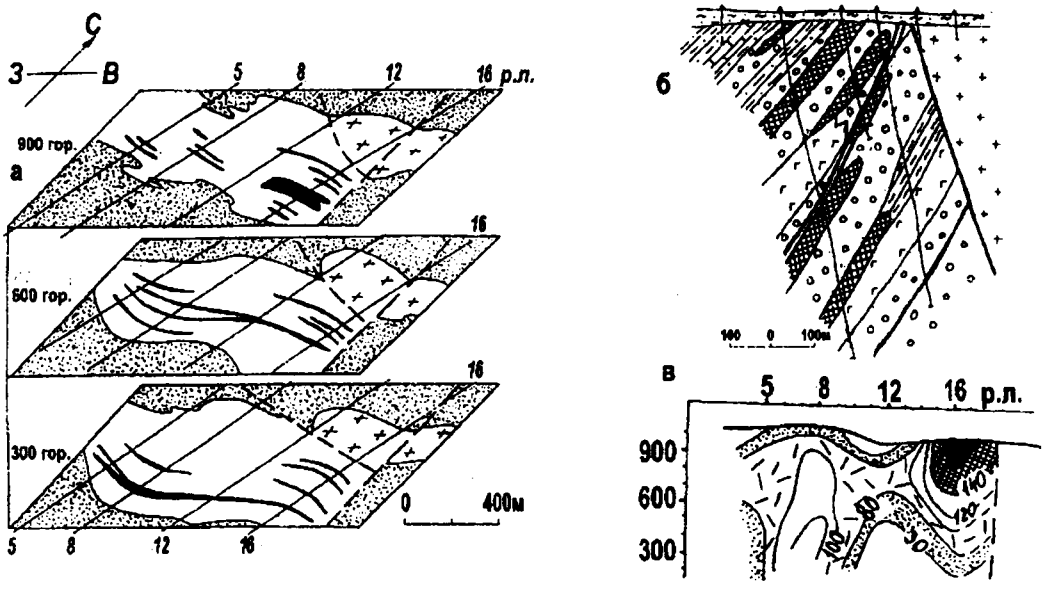


Рис. 3. *Кызырсугское месторождение:* **а** – геологические планы горизонтов; **б** – разрез по 16 разведочной линии; **в** – продольная проекция мощностей рудных тел, изолинии – 30-80-100-120-140-200 м. Для разреза условные обозначения на рис. 1,г

Основные морфологические параметры ***Кызырсугского месторождения*** приведены на рис.3 и в таблице. Рудная зона имеет относительно небольшие линейные размеры: протяжённость – 2000 м, при ширине – 300-340 м. и простирается в субширотном направлении. В плане она имеет вид двух сопряжённых дуг, контролируемых коническими складками первого порядка: синклинального типа

на востоке и антиклинального – на западе. Падение рудных тел южное под углами 45-65^0. С запада и востока простирание рудной зоны ограничено субмеридиональными разломами, создавая впечатление срезания рудных тел. Проведённые исследования не позволяют предполагать продолжение или смещение рудных тел за пределами этих разломов. Вероятно, они в период формирования руд играли роль своеобразных экранов.

По величине коэффициента уплощенности (а/б=5.7) месторождение относится к уплощённо-коническому типу, приближаясь к коническому типу железорудных месторождений. Абсолютная вертикальная протяжённость оруденения имеет наименьшее значение среди месторождений района, сопоставимое с осреднённой величиной для железорудных месторождений Алтае-Саяна, – разведанный размах составляет в=900 м, экстраполируемый – в^{II}=2000 м. Отличительной особенностью месторождения является незначительное уменьшение длины рудной зоны с глубиной, но при этом наблюдается существенное сокращение площади рудных тел (10000 м^2 на 100 м), связанное с резким убыванием суммарной мощности рудных тел по падению.

На продольной проекции мощностей рудных тел выделяются два рудных столба морфологического типа – восточный и западный (рис.3). Они приурочены к шарнирным зонам конических складок – синклинальной (восточный рудный столб) и антиклинальной (западный). Рудные столбы имеют принципиальные морфологические отличия. Строение восточного рудного столба во многом аналогично строению рудного столба Ярышкольского месторождения – по восстанию отмечается увеличение суммарной мощности рудных тел, их количества, увеличение средней мощности рудных тел. Для западного рудного столба наблюдаются обратные тенденции. Объёмная фигура распространения рудных масс соответствует сопряжённым коническим складкам синклинального и антиклинального типов, подчиняясь складчатому строению рудовмещающих пород (рис.4).

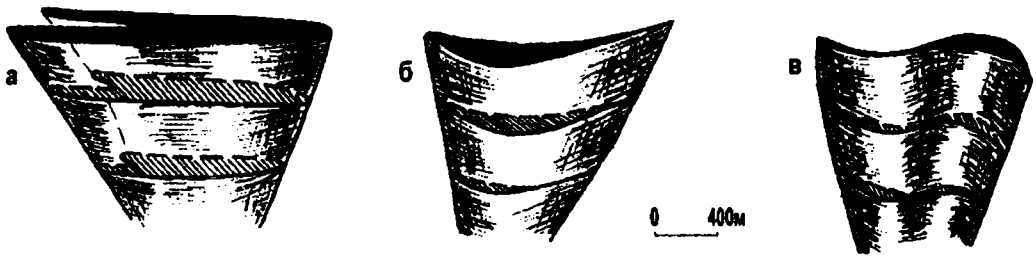


Рис. 4. *Схематизированные фигуры распространения рудных масс* на Волковском (а), Ярышкольском (б) и Кызырсугском (в) месторождениях

По величине морфоструктурных параметров рудных залежей месторождения Верхнеабаканского района входят в группу наиболее крупных железорудных месторождений Алтае-Саянской области (см. таблицу) и относятся к однокорневому простому уплощённо-коническому морфоструктурному типу (Долгушин,1991) железорудных месторождений. Для месторождений района характерны: большая длина рудной зоны, значительный разведанный и экстраполируемый вертикальный размах оруденения и чётко выраженная, локализованная корневая зона рудных тел и метасоматитов на глубоких горизонтах. Это свидетельствует, во-первых, об устойчивом положении рудоподводящего канала в процессе развития оруденения и, во-вторых, о значительном удалении мест формирования рудно-магматических систем от мест локализации рудного вещества. Эти положения не противоречат выводам, полученным по данным тектонофизического анализа, об устойчивом геодинамическом режиме развития района в период рудообразования и контроле оруденения долгоживущими, региональными сдвиговыми зонами, которым свойственно дренирование глубинных зон земной коры (Князев, Гуков, 1992).

Месторождения района имеют достаточно простую фигуру распространения рудных масс в виде резко уплощённого конуса с локализованной на глубине корневой зоной и линзовидно-пластообразную форму рудных тел. Однако, как показали проведённые исследования, распределение рудных масс не является равномерным. Неравномерность проявляется в развитии рудных столбов концентрационно-морфологического и морфологического типов. Рудные столбы, относительно рудной зоны в целом, характеризуются резким увеличением суммарной и средней мощности рудных тел, количества рудных тел, иногда резко повышенным содержанием железа в рудах.

Размещение, пространственная ориентировка и, отчасти, тип, размер рудных столбов контролируются складчатыми структурами первого порядка – цилиндрического (Волковское) и конического (Ярышкольское, Кызырсугское) типов. На Ярышкольском и Кызырсугском месторождениях рудные столбы приурочены к шарнирным зонам крупных конических складок син- и антиклинального типов.

Для структур подобного типа характерно быстрое затухание с глубиной, что приводит к их упрощению и обычно сопровождается выклиниванием оруденения. Поэтому, контроль рудных столбов и в целом оруденения коническими структурами снижает перспективность глубоких горизонтов Ярышкольского, Кызырсугского месторождений. Морфоструктурные и структурные данные позволяют с большей перспективностью оценить крайнее восточное окончание рудной зоны Ярышкольского месторождения – маломощные выходы рудных тел на поверхность здесь приурочены к шарнирной зоне конической структуры антиклинального типа. Для структуры подобного типа на Кызырсугском месторождении (западный рудный столб) отмечается увеличение интенсивности оруденения с глубиной. Рудные столбы, контролируемые складчатыми структурами цилиндрического типа (Волковское месторождение), характеризуются незначительными изменениями морфоструктурных параметров в направлении их погружения. Соответственно, оруденение приуроченное к цилиндрическим структурам, оказывается более перспективным на нижних горизонтах, по сравнению с оруденением конических структур.

Контроль положения рудных столбов складчатыми структурами и, отчасти, зонами трещиноватости, линзовидно-пластообразная форма рудных тел, высокие значения коэффициентов уплощенности позволяют предполагать существенное, преобладающее влияние анизотропии вмещающей среды на условия формирования морфологии рудных залежей месторождений района, тогда как формообразующая роль рудоносного потока (Атлас...,1973; Долгушин,1991) имеет угнетённое значение.

При подъёме в верхние горизонты рудоносный поток расщеплялся на отдельные струи, пучки с образованием рудных столбов и рудных тел. При этом участки развития рудных столбов служили основными каналами поступления рудоносных растворов. Формирование рудных тел связано с миграцией растворов от основных каналов по структурно благоприятным зонам – послойным зонам дробления, катаклаза, трещиноватости, обогащённых карбонатным материалом. Поэтому зональность оруденения, изменчивость физико-химических параметров минералов, руд, пород на месторождениях района должны рассматриваться и в вертикальном сечении рудной зоны, и относительно положения рудных столбов.

Литература

Атлас морфоструктур рудных полей / Под ред. П.Ф. Иванкина.–Л., 1973.–164с.

Гуков С.В., Князев Г.Б. О температурном режиме рудообразования на железорудных месторождениях Верхнеабаканского района в Западном Саяне // Проблемы геологии Сибири. Т.2. – Томск,1994. – С. 54-55.

Долгушин С.С Морфогенезис и интрузивно-метасоматическаямодель формирования магнетитовых месторождений юга Сибири / Автореф. дис... доктора геол.-минерал. наук. – Новосибирск,1991. – 32 с.

Князев Г.Б. Магнетитовые месторождения в палеозойских терригенных и терригенно-вулканогенных отложениях Западного Саяна и Горного Алтая // Проблемы металлогении юга Западной Сибири. – Томск, 1999. – С. 97-100.

Князев Г.Б., Гуков С.В. Структурные условия локализации железных руд Верхнеабаканского района Зап.Саяна // Вопросы геологии Сибири. –Томск, 1992. – С. 115-123.

Князев Г.Б., Гуков С.В., Индукаев Ю.В. и др. Контактово-метасоматические месторождения Алтае-Саянской области // Рудные месторождения. Минералогия. Геохимия. – Томск, 1996. – С. 22-39.

Проблемы образования рудных столбов. – Новосибирск,1972. – 436 с.

Овчинников Л.Н. Контактово-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. – Свердловск, 1969. – 410 с.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКОЕ СВОЕОБРАЗИЕ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ И ИХ МЕСТО В ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Ю.В. Индукаев
Томский государственный университет

В последние десятилетия уходящего века в геологической литературе появились многочисленные сведения о содержании многих металлов в составе так называемой черносланцевой формации. Известно, что данное название является абстракцией (обобщением), так как здесь имеются ввиду конкретные толщи пород, несколько различающиеся между собой составом. Разрез этих толщ может содержать глинистые, песчано-глинистые породы (сланцеватой текстуры) с примесью других типов пород (карбонатных, кремнистых и т.д.). Характерной особенностью данных толщ является высокое содержание углеродистого вещества, темно-серые до черных тона окраски и обогащенность их мно-

гими рудными и нерудными элементами. Черные сланцы как рудные формации с аномально высокими концентрациями металлов и как источники рудного вещества для регенерированных месторождений в геологической литературе освещены для многих участков земной поверхности (Юдович и др., 1994, Маракушев, 1999). В настоящее время известны многие месторождения в черносланцевых толщах. При этом, разные черносланцевые формации характеризуются различной металлогенической специализацией. Например, известны ураноносные сланцы Кульма (Швеция), месторождения Шмерхау (Германия), оруденение Au (в бесапской свите Кызыл-Кумов, Средняя Азия, Сухой Лог в Восточной Сибири и др.). В приладожье установлены протерозойские черные сланцы, содержащие U, V, Pt, в кембрийских отложениях Каратау, Улутау (Казахстан) содержатся пластовые фосфориты с концентрациями V и Mo, благородно-металлное оруденение (Au, металлы платиновой группы) локализуются в черносланцевых толщах карбона северовосточного Казахстана (Ананьев, 1998), в Китайской народной республике известны сланцы со значительными количествами Ni и Mo. Есть черносланцевые формации, которые характеризуются значительным пространственным распространением и полиметалльным компонентным составом. Примером являются черносланцевые формации американских континентов. Знаменитая формация «Фосфория» фосфоритового пояса Скалистых гор американского континента имеет пермский возраст и протягивается до 150 км. Мощность продуктивных горизонтов составляет 100-300 м. Содержание урана составляет сотые и тысячные доли %. Общие запасы урана составляют 600 тысяч тонн. Здесь отмечаются фосфориты, а к костным остаткам среди них приурочены концентрация U, TR, Zn, Pb,V,Cr, Re, Pt, Pd, Ag, Au, Ti, Ni, Co, Hg и других, которые в отдельных участках достигают промышленных концентраций. В фосфоросодержащих отложениях отмечается обильная вкрапленность сульфидов Fe, Cu, Mo и т.д. В целом, разрез формации «Фосфория» имеет сложное строение. Пласты фосфоритов совместно с темными или черными битуминозными известняками залегают среди песчанистых пород и глинистых сланцев снизу и слоистыми кремнистыми породами, известняками и кварцитами сверху. Пластовые фосфориты содержат до 36-38 % P_2O_5, до 0,4 % V_2O_5, редкие металлы и т.д.

В другом случае, в толще девонских сланцев формации Чаттен-Чуа в США содержание U в среднем составляет 0,006%, а общие подсчитанные его запасы равны 5 млн.тонн.

Обогащенность черных сланцев рудными металлами варьирует во времени, чаще всего изменяясь периодически. Для некоторых металлов последовательное повышение содержания в черных сланцах прослеживается длительное время. Так, например, для Mo (Юдович и др. 1994) средневзвешенное содержание металлов в черных сланцах, неуклонно возрастало с архея до силура включительно. Длительное возрастание роли Mo в черносланцевых отложениях отражает, по-видимому, общую тенденцию повышения роли серы во флюидных эманациях, поднимающихся из жидкого ядра Земли.

Обогащенность черносланцевой формации различными металлами в настоящее время связывается с эндогенной активностью Земли. Последняя выражается в самой различной форме (тектогенезе, магматизме, рудогенезе и др.) и связывается с деятельностью внешнего жидкого ядра. Это ядро генерирует сильно магнитное поле и служит источником импульсного восхождения из него флюидных потоков (Маракушев, 1999). В этих водородных (углеводородных) потоках развиваются реакции генерирующие воду. Они сводятся, главным образом, к типам, определяющим ассоциацию воды с углеводородами, самородным углеродом, углекислотой и азотом. Благодаря генерации водного компонента флюидов максимально понижается температура плавления горных пород. Реакции способствуют развитию очагов магматима в глубинных зонах, в том числе питающих вулканы и обусловливают образование плутонических тел.

Методом сопоставления определяется приблизительно состав Fe-Ni ядра Земли. При 'этом отмечается существенная концентрация в нем многих элементов (S, Se, Te, Cu, Au, Hg, Pt, Pd, Cd, Zn, U, Th и т.д.). Это позволяет крайне приблизительно определить металлогеническое значение Земного ядра, специализированного, главным образом, на сидерофильные и халькофильные металлы (Маракушев. 1999). Ими и многими летучими подвижными компонентами обогащены восходящие из внешнего ядра флюиды, создающие геохимические аномалии в осадочной оболочке Земли (в черносланцевой и других рудоносных формациях- стратиформные месторождения), в магматических очагах в земной коре и мантии.

В расплавленном внешнем ядре Земли, богатом водородом, химические элементы могут находиться или в самородном состоянии или в крайне низких степенях окисления. Периодичность изменения их свойств охватывается особой системой экстремальных состояний химических элементов. В сильно восстановительной обстановке в валентную сферу вовлекаются только внешние орбитали электронных; конфигураций химических элементов (s и p) и основанная на них периодичность - характеризуется наличием больших одноклеточных групп элементов, содержащих стабильные пары электронов на внешних s-орбиталиях. Длинные периоды в ней представлены p-элементами (Маракушев. 1999). В ходе подъема восходящих флюидных потоков с понижением темпсратуры низкие степени окисления металлов в той или иной мере трансформируются в более высокие, в том числе с

развитием реакций диспропорцирования компонентов. При этом глубинные взрывы создают очаги магматизма, питающие вулканы. Аналогичным образом магматические очаги рудной генерации могут быть связаны с взрывными кольцевыми структурами, определяя их рудоносность. Акгивность глубинных очагов может иметь пульсирующий характер и приводить к многократному образованию рудоносных горизонтов в осадочных формациях, перекрывающих взрывные кольцевые структуры.

На миграцию металлов должны существенно влиять также вариации содержаний углеродных соединений и галогенов в отделяющихся водородных флюидах, которые поступали в осадочную оболочку Земли и обогащали ее этими компонентами События фиксировались взрывными кольцевыми структурами. Формирование последних сопровождалось обширными проседаниями земной коры и возникновением водных бассейнов осадконакопления, в которые просачивались глубинные флюиды, обогащенные рудными компонентами. В результате осадконакопление в них приобретало геохимически аномальный характер, металлогеническую направленность, ведущую к образованию стратиформных рудных месторождении (Маракушев, 1999). Их размещение в общем случае не обнаруживает видимой связи с интрузиями (Смирнов. 1982). Это даёт основание геологам связывать стратиформные месторождения с экзогенными процессами. По мнению А.А. Маракушева (1999), рудное вещество стратиформных месторождений имеет эндогенный генезис и связывается со взрывными кольцевыми структурами и сопряженными с ними глубинными магическими очагами. Огмечаемые структуры обычно полностью скрыты перекрывающими отложениями, в ходе формирования которых могут возникнуть один или несколько рудных горизонтов. Они будут ограничать периоды возобновления взрывной активности погребенных кольцевых структур и оживления глубинных очагов магматизма.

Анализ парагенсзисов рудных элементов стратиформных месторождений позволяет в ряде случаев судить о характере порождающего их магматизма (Маракушев, 1999). Интрузивные тела, подчиненные взрывным кольцевым структурами, обнажаются на поверхности в редких случаях. так как эти структуры развиваются преимущественно в платформенных слабо эродированных областях. Примером может служить медно-никеленосная расслоенная интрузия Садбери в Канаде, внедрившаяся в огромную взрывную кольцевую структуру. В перекрывающих осадочных толщах залегают стратиформные месторождения Cu, Zn, Pb, содержащие Au и Ag.

Черные сланцы депресий взрывного проседания земной коры особенно продуктивны. С ними генетически связаны месторождения: P,U, Au, полиметаллов, редкоземельных, редких и других металлов. Докембрийским сланцево-гнейсовым графитовым формациям подчинены коматиитовые вулканогенныс комплексы- железорудные, колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения Западной Карелии, Восточной Финляндии, США, Канады. Углеродистое вещество в этих формациях широко представлено в пирокластических базальтовых и андезито-дацитовых породах, наряду с первично-глинистыми отложениями (например на Костамукшском месторождении в Карелии). В Южной Африке черные сланцы залегают в основании U-Au конгломератов (Schiedlowski. 1981. Маракушев. 1999). Они коррелируются по возрасту (2.6-2.0 млрд.лет) с черными сланцами серии Караса в Бразилии и кодарскои серии Восточной Сибири.

В архейско-протерозойских сланцах размещаются железорудные и Fe-Mn месторождения, приуроченные как к осадочным, так и к осадочно-вулканогенным комплексам (месторождения Украины, Карелии, Малого Хингана, Восточной Тувы, Канады, США, Австралии).

Сланцы, обогащенные графитом, содержат минерализацию сульфидов и к ним могут быть приурочены колчеданные месторождения (Оутокумну в Финляндии и др.) Судьфидоносные породы в ряде обстановок вмешают интрузивы с Cu -Ni сульфидным оруденением. Например, в Печенгской вулканогенной структуре на Кольском полуострове, относящейся к Палмак-Варгузскому зеленокаменному интракратоннному поясу с возрастом 2,6 - 1,9 млрд.лет.

Чернослапцевые формации распространены в составе рифейских геологических комплексов (1.7-1.0 млрд. лет). На восточном склоне Южною и Среднего Урала чернослапцевая формация этого возраста характеризуется повышенными количествами V и P. В Западном Узбекистане они обогащены Mn. Cu, P и являются вмещающими породами месторождении Au (Мурунтау) и U. В Австралии стратиформное полиметаллическое месторождение (Pb-Zn-Ag) локализовано в толще метапелитовых и метапсаммитовых филлитов, сланцев и гнейсов с силикатно-карбонатными конкрециями (группы Брокен-Хилл и Сандаун). Они перекрыты сульфидоносной сланцевой формацией (графитовые метапелиты, метапсаммиты) группы Парагон (Willis, Brown,. Stevens. 1983).

Черные сланцы Малого Хингана и Восточной Тувы связаны с формированием Fe-Mn кварцитов. Рнфейско-вендские отложения (1.0-0.6 млрд. лет) по распространенности в них чернослапцевых формации сходны с более древними протерозойскими комплексами. С углеродистыми породами в них непосредственно переслаиваются магнетитовые, гематитовые, силикатные и карбонатные железные руды (в Среднем Тянь-Шане и других регионах) (Юдович. 1 998)

Кембрийские отложения (0.6 -0.5 млрд. лет) характеризуются развитием чернослапцевых формаций с V и P минерализацией (Западный Тянь-Шань, Южный Казахстан, Алтай, Саяны, Монголия,

Приморье, Южный Китай). Черные сланцы этого возраста в бассейне р.Оленек на Сибирской платформе обогащены V, Ni, Co, 2n, Mo, U и др.

Геохимическим феноменом являются фосфатоносные и ураноносные черные сланцы Миссури и Канзаса (США), которые на большой территории обогащены Zn (среднем 0,1-0,3%, максимально до 0.99%)(Маракушев, 1999). В верхнедевонских отложениях Западной Австралии чёрносланцевые горзонты обогащены иридием (McLaren 1985).

В Западном Узбекистане месторождение Au Мурунтау залегает в толще алевропелитовых углеродистых пород бесапанской свиты венд-нижнепалеозойского возраста. Общий фон слабого метаморфизма алевролитовых пород его рудного поля нарушается в локальных зонах дислокации, сопровождаемых брскчированием, плойчатостью, "филлонитизацией " пород, наложением высокотемпературного метаморфизма. В результате возникли биотитовые углеродистые породы, нередко обладающие брекчиевым строением, занимающие как согласное, так и секущее положение по отношению к метаалевролитовым толщам. С ними пространственно связаны золотоносные породы и руды. Согласно Росляковой и др. (1985) в бесапанской свите содержание Au в пределах рудного поля (483 мг/т) более, чем на порядок превышает его концентрацию в таких же песчано-сланцевых породах, расположенных за его пределами (11,2 - 25.8 мг/т). Согласно А. А. Маракушеву (1999) месторождение Мурунтау и более мелкие месторождения рудною поля (Мютенбай, Восточный Бесапан, Ташкумыр) формировались на фоне региональной геохимической аномалии, обусловленной обогащением алевролитовых пород углеродом и золотом.

Углеродосодержащие осадки обогащены разнообразным комплексом химических элементов (Au, Hg, Sb, As, S, P, U, Ni, Co, Zn, Pb. TR, Mo и др.). что определенно свидетельствует об участии в их образование глубинных процессов. Это отчетливо отражено в работе Иванкина П.Ф. и др. (1988), в которой обосновывается концепция углеродного метасоматоза. В Приморье и Центральных Кызылкумах прослеживается одинаковая приуроченность стратиформных месторождений и связанных с секущими разломами (метасоматических) рассланцованных пород .типа черных сланцев (Томпсон и др., 1994). К ведущим элементам относят и углерод, так как установлен особый тип гидротермального метасоматоза-углеродизация. К нему, например, относятся контролируемые тектоническими нарушениями, обращенные графитоподобным веществом «черные сланцы» и песчаники, окаймляющие золотоносные метасоматиты (Новгородова. 1983). Эпигенетичность углеродизации, ее связь с гидротермами в подобных случаях очевидна.

Геохимическая специфика чернослапцевых формаций позволяет предполагать их связь с глубинными магматическими проявлениями. Формирование черных сланцев, богатых фосфором и редкоземельными металлами, вероятно, обусловлено развитием на глубине щелочного магматизма (Маракушев. 1999). Примером могут служить куларитовыс черные сланцы, распространенные на востоке России (Якутия, бассейн р.Колыми. Чукотский полуостров, Приморье - вдоль границы с КНДР и КНР) (Некрасов. 1995). Они отмечаются в Бангладеш, на Тайване, Боливии, Перу, Колумбии, США и Канаде (Квебек. Манитоба), Марокко, Нигерии, Заире. Для горизонтов черных сланцев характерен парагенезис куларита (черный монацит, содержащий тонкодисперсную примесь аморфного углерода или графита) с золотом, а участками с платиной. Наряду с этим. куларит входит в Pb-Zn стратиформное оруденение (к югу от Куларского хребта к границах Верхоянской складчатой системы). В Приморье он найден в россыпях совместно с SnO_2. В 'этом же регионе найдены угольные пласты, подчиненные чернослапцевой формации, которые обогащены редкоземельными металлами (300-100 г/т) (Sercdin. 1996). Они залегают в кайнозойских впадинах кристаллического фундамента - в вулканотектонических грабенах с проявлениями субщелочного вулканизма и в тектонических депрессиях вне видимой связи с магматизмом. Наряду с этим выделяются чернослапцевые угленосные впадины. Распределение TR между черными сланцами и угольными пластами характеризуется следующими значениями (в скобках - содержание TR в угольных пластах) в г /т : La –82(14).Ce - 315(101), Nd - 156(67). Sm - 37(19). Eu - 1.0(0.6). Gd - 29(23), Tb -5(4), Yb - 8(14). Lu -1 (2), Y - 90(160). В восходящих рудоносных флюидных потоках в результате окисления водорода и развития реакций диспропорционирования компонентов (H_2+CO = C + H_2O; 3H_2 + CO = CH_4 + H_2O; H_2 + 3CO=2C+CO_2 + H_2O; 5H_2 + 3CO = 2CH_4 CO_2 + H_2O; 2H_2 +2CO = CH_4 + CO_2) проявляется важная геохимическая функция водорода, исходящего из жидкого внешнего ядра. Она заключается в том, что водород порождает воду в силикатных оболочках Земли и на ее поверхности, где в результате этого формируется гидросфера. Генерация воды играет важную роль в развитии магматизма, так как только водный компонент флюидов (H_2O) в отличие от других компонентов (H_2. CO, CO_2) существенно понижает температуру плавления вещества мантии и земной коры. Благодаря этому эффекту, восходящие нч внешнего ядра угле водородно - водородные потоки приобретают способность плавить породы на некоюром уровне глубнннести и генерировать магматические системы. Миграция рудных металлов из расплавленного ядра Земли связывается с сероводородно-галогенными компонентами флюидных потоков. Транспортные реакции металлов вплетаются в упомянутые ранее реакции диспропорционнрования флюид-

ных компонентов. Все это является объяснением, например, совместного накопления с углеродом разных металлов в черносланцевых формациях, в частности Au: $H_2+CO+3AuCl = C+2Au+H_2[AuCl_3O]$. Реакции подобного рода отражают закономерные трансформации миграционных форм рудных металлов с переходом в данном случае золота из Au^+ в Au^{3+}

Таким образом. периодически вплетающееся в развитие осадочной оболочки Земли формирование черносланцевой формации (как и взрывных кольцевых структур), сопряжено с усилением геодинамнческой активности Земли, главным образом ее внешнего ядра. Это сопровождается массовым выносом на ее поверхность многих элементов таблицы Д.И. Менделеева, в том числе различных металлов и биологически активных элементов. В конечном счете в результате этих масштабных глобальных явлений формируются геохимические аномалии элементов (в виде черносланцевых формаций и стратиформных месторождений) и проявляются биосферные кризисы (Юдович, 1994) С данными катастрофическими периодами эволюции Земли совпадают глобальные металлогенические эпохи (Блоксхем, 1990).

Формации черных сланцев отражают катастрофические преобразования Земли, синхронизируемые при изучении докембрийских отложений (Салоп, 1982) с пиками глобального диастрофизма (млрд.лет): саамским (3.75-3.50), кенорамским (2.8-2.6), карельским (2.0-1.9). гренвильским (1.1-1.0) и катангским (0.68-0.65). Подобные корреляции в фанерозое отвечают каледонской. герцинской и более молодым эпохам диастофизма (поздне юрско-раннемеловой и палеоцен-эоценовой). Фанерозойские черные сланцы. обогащенные иридием, охарактеризованы в верхнедевонских отложениях Западной Австралии, где они фиксируют время вымирания многих видов животных (McLaren, 1995). Совместное накопление в черных сланцах металлов (и углерода), обусловлено изменением их миграционных форм при поступлении высокотемпературных флюидов из глубинных геосфер на поверхность Земли. сопровождавшемся осаждением части углерода и металлов в самородним состоянии (например Au).

Глобальный характер распространения черных сланцев С.Г. Неручевым (1982) объяснялся связью их образования с периодическим усилением спрединга Мирового океана. Он. возможно, обусловлен импульсами ингенсивной дегазации жидкого внешнею ядра Земли. Флюидная миграция металлов из этой оболочки ядра и служит причиной возникновения геохимических аномалий в осадкообразовании. Такая точка зрения согласуется с гипотезой (Сывороткин. 1993), связывающей биотические кризисы на Земле с периодами усиления водородной дегазации жидкого внешнего земного ядра., с проникновением водорода в гидросферу, стратосферу и разрушением озонового слоя Земли.

При осуществлении региональных металлогенических исследований большое внимание необходимо уделять определению типов геодинамнческих обстановок. эволюционно сменяющих друг друга в процессе развития литосферы рассматриваемого региона. От этого в конечном счете зависят типы месторождений полезных ископаемых, которые формируются в связи с теми или иными геологическими формациями, в частности, в связи с черносланцевой формацией. Последняя как рудная формация часто характеризуется аномально высокими концентрациями многих металлов. В связи с этим данные толщи имеют разную геохимическую специализацию. Исходя из данной особенности этих толщ, необходимо тщательное изучение их геохимии (с определением геохимического типа формации). Учитывая, что в отдельных геодинамических обстановках черносланцевая Формация выступает в качестве источника вещества для регенерированных месторождений, в процессе металле генического картирования необходимо установить связь между ними. В данном случае важно определить размещение черносланневой толши на глубине под надвигами. в скученных надвиговых пластинах и нокровно-шарьижных сооружениях, что необходимо для прогноза регенерированных месторождений, возникающих при мобилизации рудного вещества из черносланцевой формации. Такие регенерированные месторождения Au, U,- Mo и других металлов обычно располагаются в пределах вулкано-плутонических формаций, что было показано ранее на многих примерах. В данном случае, можно назвать U-Mo формации Казахстана и Забайкалья, которые были сформированы за счет заимствования вещества ванадиеносных черных сланцев. обогащённых U и Mo.

Наряду с отмеченным следует обратить особое внимание на связь между черносланцевыми формациями и генезисом сгратиформных место рождений.

Литература

Ананьев Ю.С- Условия локализации благороднометаллного оруденения в черносланцевых толщах Северо-восточного Казахстана// Актуальные вопросы геологии и географии Сибири.-Т.3.-Томск, 1998.-С.18-19

Блоксхем Д. Габинна Д. Эволюция магнитного поля Земли// В мире науки.-1990.-№2.-С.16-24

Иванкин П.Ф. ,Назаров Н.И. Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах.-М.: Недра. 1988,- 253 с.

Йорк В. Ранняя история Земли// В мире науки.- 1999.-№ 2/3 .-С.114-121.

Маракушев А.А. Петрогенез.-М.: Недра. 1988.- 293 с.

Маракушев А.А, Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности.-М,:Наука, 1999.-255 с.

Некрасов И.Я.- Некрасова Р.А. Генетические особенности Куларита// Докл.РАН, 1995.-Т.344.-№1.-С.87-90
Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли.-Л.: Недра, 1982.-208 с.
Основы металлогенического анализа при геологическом картировании. Металлогения геодинамических обстановок //Гусев Г.С., Зайцев В.В., Зайкова Е.В., Ковалев А.А., Леоненко Е.И., Межеловский Н.В., Минц М.В., Рундквист Д.В, .- М.: Роснедра. Геокарт МАНПО, 1995. 468 с.
Рослякова Н.В Росляков Н.А, Эндогенные ореолы месторождений золота,-Новосибирск: Наука. 1975.-132 с.
Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии.-Л.: Наука, 1982.- 343 с.
Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых.-М,: Недра. 1982.- 669 с.
Сывороткин В.Л. Дегазация Земли и разрушение озонового слоя//Природа.-1993,.№ 9.-С.36-45
Томпсон И.Н.. Тананаева Г.А. Восстановленная дегазация недр и ее возможная роль в экологических катастрофах//Докл.РАН .-1994.-Т.337.-№ 3.-С.368-370
Юдович Я.Э.. Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев.-Л.: Наука- 1988.-271 с.
McLaren D.J. Mass extinction and iridium anomaly in the Upper Devonian of Western Australia A commentary//Geology.- 1985.-Vol. 13.-N 3.-P.170-172
Seredin V.V. Kare earth element - bearing coals from the Russian Far East deposits //Intern J. Coal Geol.-1996/-Vol.30.-P.101-129.
Schiedlowski M. Uraniferous constituens and implication for the Witwatersrand metallogeny//US Geol.: Surv. Prof.Paper-.-1981.- N 1161-A-BB.- P. 1-29.
Willis J.I.. Brown R.E. Tlic Early Proterozoic Williyama Supergroup Stratigraphic Subdivision and interpretation of high to low-grade metamorphic rocks in the Broken Jlill Brock New South Wales// J. Gtot Soc. Austral.- 1983.-Vol.30.-P.195-224.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Э.Г. Кассандров, Н.С. Лидин, В.И. Иванов, Е.В. Кассандрова, Г.В. Бугаева, Н.Н. Баженова
Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск.

В предыдущие десятилетия научное обоснование поисков и разведки железных руд обеспечивало нужный прирост запасов легкообогатимой и богатой руды главным образом за счет месторождений, выходящих на поверхность или расположенных на небольшой глубине. В последнее время фонд таких объектов практически исчерпан. Возникла острая необходимость поисков и прогнозирования месторождений, не выходящих на поверхность, залегающих в сложной геологической обстановке и, в связи с этим, нуждающихся в разработке более совершенных методов прогнозирования, более широкого анализа среды и процессов рудообразования, закономерностей размещения, изучения эволюции железооруденения во времени и пространстве, разработке новых методов и представлений.

Исторически сложилось так, что гидросиликатно-скарновые магнетитовые месторождения складчатых областей в течение длительного времени рассматривались как контактово-метасоматические образования, сформировавшиеся вокруг материнских гранитоидных или сиенитоидных плутонов при замещении благоприятных литологических типов пород или в трещинных зонах. Исходя из этих позиций для Алтае-Саянской области и были созданы генетические модели основных железорудных месторождений (В.В. Богацкий, В.А. Вахрушев, А.М. Дымкин, Н.Е. Зобов, В.Г. Корель, Ш.Д. Курцерайте, С.С. Лапин, М.П. Мазуров, Г.Л. Поспелов, В.И. Синяков и другие). При этом, основное, если не единственное, внимание уделялось типизации материнских интрузивов, их петрографии, петрологии, условиям дифференциации и связанным с плутонами метасоматическим процессам. Источником железа для образования месторождений считались либо сами интрузивы, либо высокожелезистые магматические и реже – осадочные породы. В последнее время в качестве источника тепла, энергии, вещества и способа транспортировки обосновываются интрателлурические флюиды. В качестве рудообразующей определяется рудно-магматическая система в целом. Хотя имеются и крайние представления о формировании месторождений интрузивно-метасоматическим путем.

Отличие наших представлений заключается в историко-геологическом подходе к генезису гидросиликатно – скарново - магнетитовых месторождений как сложной поликомпонентной системы, формирующейся в процессе тектонической, магматической, седиментационной и метаморфической деятельности. Они во многом согласуются с идеями Н.Х. Белоус, И.В. Дербикова, А.М. Дымкина,

А.С. Калугина и других исследователей. Образование месторождений прослеживается в теснейшей парагенетической связи с формированием рудовмещающей толщи, в то время как большинство других исследователей свои генетические построения начинали с середины геологической истории – времени становления интрузий и связанной с ними метасоматической деятельности.

В предложенной классификации магнетитовых месторождений и проявлений выделены следующие генетические типы: магматический (гистерогенный), вулканогенно-осадочный метаморфизованный, гидротермально метасоматический эпигенетический (гидросиликатно-скарновый) и метаморфогенный (регенерированный). Промышленное железооруденение известно в Алтае-Саянской складчатой области (АССО) среди всех выделенных типов месторождений, из которых эксплуатируются руды вулканогенно-осадочного метаморфизованного, гидротермально-метасоматического эпигенетического и метаморфогенного генетических типов.

Характерной особенностью формирования магнетитовых месторождений складчатых областей является сосредоточение их в виде компактных групп-узлов на площади не более 20х30 км, представляющими единые рудные поля.

Железорудные месторождения и узлы контролируются крупными, протяженностью в сотни километров, региональными зонами разломов и смятия, вдоль которых располагались древние центры магматизма и которые оказывали непосредственное влияние на формирование рудоносных вулканогенно-осадочных формаций. Рудоконтролирующие структуры узлов сформировались в условиях островодужного вулканизма и имеют в основном овальную или линейную формы. Овальные железорудные узлы соответствуют крупным кальдерам, линейные узлы-грабенам, приразломным и межразломным впадинам, участкам троговых прогибов и линейно-трещинных зон извержения. В центральной части многих узлов находятся крупные интрузивные массивы, что несомненно свидетельствует о наличии длительно развивающихся очаговых структур.

Роль магматизма в формировании железорудных месторождений и узлов АССО чрезвычайно важна. Магматизм - это источник металлов, энергии, растворов и эксгаляций, а также основной рудо преобразующий фактор. При этом, вероятно, главный вклад в концентрацию рудного вещества при магматической деятельности вносит ликвация, при которой от материнской магмы отделяются высококонцентрированные железистые флюидизированные расплавы. Свидетельство тому - рудные порфириты, порфиры и туфы на месторождениях Алтая, Горной Шории, Саян и других районов. Важно подчеркнуть, что гидросиликатно-скарновые магнетитовые месторождения АССО не встречаются в толщах без участия вулканогенных пород и вне ареалов вулканизма.

Рудоносная формация подавляющего большинства месторождений относится к вулканогенно-карбонатному типу. В Алтайском железорулном районе сиалического типа вулканогенная часть формации - риалито-кератофировая существенно туфовая. В фемических и сиалическо-фемических районах АССО – базальтовая, спилито-диабазовая, липарито-базальтовая, базальт-андезит-дацитовая, базальт-андезит-трахитовая. По возрасту рудоносной формации все анализируемые месторождения сгруппировались следующим образом: верхний протерозой-венд, нижний и верхний кембрий, нижний силур, нижний-средний девон. В пределах рудоносной формации или соответствующей ей свиты (подсвиты) выделяется рудоносная пачка (горизонт), включающая в себя рудные тела и непосредственно подстилающие и перекрывающие их породы. Рудоносная пачка является закономерным членом рудоносной формации. Она сформировалась в сравнительно неглубоких подводно-морских условиях островного моря, затопленной кальдеры, вулканической депрессии или линейно вытянутой вдоль берега цепочки морских заливов. Литолого-фациальному фактору принадлежит рудоконцентрирующая роль. Максимум оруденения приходится на вулканогенно-терригенно-карбонатные литофации.

В результате подробного изучения вулканогенно-осадочных метаморфизованных и метаморфогенных железорудных месторождений в вулканогенных толщах складчатых областей выделены следующие эпигенетические преобразования руд и вмещающих пород: эпигенез, постмагматическая низкотемпературная пропилитизация в вулканитах, региональный метаморфизм, локальный приразломный метаморфизм и метасоматоз, контактовый метаморфизм и гидротермальный метасоматоз. Гидротермальный метасоматоз – один из главных рудоконцентрирующих факторов, приводящий к образованию богатых и легкообогатимых железных руд за счет первичных вулканогенно – осадочных концентраций железа. Многоэтапность проявления интрузивного магматизма и связанного с ним гидротермального матасоматоза обусловливают многоэтапность и стадийность преобразования первоначальных руд и оруденелых пород, а также их главного минерала – магнетита. Это отмечается практически на всех главных месторождениях АССО. Модель формирования месторождений представляется следующим образом.

Поступление металлоносных флюидов и растворов осуществляется из магматического очага. Железо может быть как ювенильным, так и заимствованным из глубинных пород. Транспортирующие растворы и флюиды могут быть интрателлурическими, метеорными или смешанными. Разгрузка гид-

ротерм может осуществляться на дне океана или морского водоема, на дневной поверхности континента или в глубинных условиях, замещая благоприятные горизонты. На дно такого водоема поступают подводные металлоносные гидротермы и флюиды ультракислого состава. Из-за резкой смены температуры при встрече с морской водой, изменения pH и eH происходит вначале образование закисных форм железа, затем переход их в окись, коагуляция гелей гидроокиси железа и далее осаждение его при наличии в воде солей кальция, магния и щелочных металлов, то есть на подходе металлоносных растворов и обогащенных гелями гидроокиси железа морских вод (течения, апвелинг) к участкам формирования карбонатных осадков, а также рифов, представляющих собой геохимические барьеры. Область накопления рудных илов – песчано-глинистые литофации (туфопесчано-туфопелитовые литофации) с постепенной выклинкой как в сторону более грубых осадков – гравелиты, так и в сторону чисто карбонатных пород. При диагенезе в зависимости от литофации и наличия органики происходит формирование либо чисто окисных, либо смешанных окисных, силикатных, карбонатных возможно сульфидных и фосфатных минералов железа. В процессе диагенеза и эпигенеза завершается формирование первичных руд. Масштаб рудных залежей зависит от устойчиво длительных поступлений железа, длительного сохранения благоприятных тектонических, фациальных, палеогеографических обстановок, затишья активной эксплозивной и эффузивной деятельности.

Далее наступают этапы преобразования железорудных вулканогенно-осадочных залежей: этап складчатости и динамотермального метаморфизма, этап контактового метаморфизма и метасоматоза со стороны близповерхностных интрузий, комагматичных вулканогенным породам рудоносной толщи и постмагматический натровый щелочной метасоматоз. Именно в этот этап по первичным рудам формируются более богатые магнетитовые тела с гидросиликатными и скарновыми сопутствующими минералами. Наиболее легко замещаются магнетитом сидерит-шамозит-гематитовые руды, наиболее трудно чисто гематитовые с кремнистой пустой породой. Далее следуют этапы контактового-метаморфизма и гидротермального метасоматоза, связанные со становлением многофазных обычно батолитового типа гранитоидных плутонов и более сложных магматических комплексов. В эти этапы преобразуются уже в основном магнетитовые гидросиликатные и скарновые руды. Преобразование их идет как в сторону концентрации железа и образования более богатых разностей, так и разубоживания ввиду формирования скарновых зон и использования рудного железа для образования скарнов. В целом руды многоэтапных магнетитовых месторождений более богатые.

Сделана попытка установить – приносилось ли на этих этапах дополнительное железо: новые порции из магматического очага или глубоких горизонтов. Для этого исследовались магнетиты разных этапов образования, начиная со слоистых или полосчатых магнетитовых руд, кончая самыми поздними пегматоидными разностями (месторождения: Холзунское, Ирбинское, Таштагольское, Волковское). По предварительным данным, процесс массового привноса железа был однооактным, а именно при формировании вулканогенно-осадочных руд. В дальнейшем дополнительного крупного привноса железа, видимо, не происходило. Преобразовывалось только местное железо.

Исходя из охарактеризованных закономерностей и предложенной геолого-генетической модели формирования гидросиликатно-скарновых магнетитовых месторождений АССО, выполнен локальный прогноз промышленного железооруденения на месторождениях Коксинско-Холзунского, Белорецко-Инского, Тельбесского, Ирбинского и других узлов АССО.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИСИМ – КАЗЫРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Г.Б.Князев
Томский государственный университет

Широкое развитие кембрийских отложений в бассейнах рек Казыр и Кизира было показано А.Я.Булынниковым (1925, 1929) и А.Г.Вологдиным (1925,1931), проводившими там маршрутные геологические работы в 1924 – 1931 годах. Впоследствие эта часть Восточного Саяна была удачно названа А.А. Предтеченским (1967) Кембросаяном. В составе Кембросаян были выделены Казыр – Кизирский и Сисимский синклинории (Никульченко, Пан, Чернышёв, 1962), чаще объединяемых под общим названием Сисим – Казырский синклинорий. Западная часть этой структуры является одним из старейших железорудных районов Сибири.

Исследование палеозойского интрузивного магматизма Сисим – Казырской зоны Восточного Саяна имеет более чем 70 – летнюю историю. Одним из первых его исследователей был А.Я Булын-

ников (1925, 1929, 1940). Исследования второй половины 20 столетия связаны с именами А.Д. Шелковникова (1962, 1964), Г. В. Полякова (1963, 1971), Г.С. Гревцова(1969), Г.С. Федосеева (1969), А.Е. Телешева (1971) В.Н. Долговой (1961), В.М.Даценко (1985, 1986) С.С. Кумеева(1970), Б.П.Зубкус, Е.А.Шнейдера (1964,1975). В 70 – 80 годах большая дополнительная информация была получена в результате групповой съёмки масштаба 1:50000 (В.Н. Воробьёв, Д.М. Самсонов и др, Ю.А. Фёдоров, В.Д. Зальцман и др.,). В связи с железооруденением исследования магматизма вели , Ш.Д. Курцерайте (1974), В.Г.Корель (1966, 1974), М.П. Мазуров (1970)), Н.В. Перфильева (1966, 1984), С.С. Долгушин (1983), В.И. Герасименко (1961), Г.Б. Князев (1975, 1991), А.А. Зубков (1989). В последние годы в связи с разработкой легенды для геологических карт масштаба 1: 200000, выделением и описанием эталонных магматических комплексов ряд геологических обобщений сделал В.Л. Хомичёв с соавторами (1992,1996), охарактеризовав эталоны ольховского и беллыкского комплексов.

Сисим – Казырская зона Восточных Саян является одним из представителей «треугольных» структур, примыкающих с юго-запада к Восточно-Саянскому антиклинорию по Восточно-Саянскому глубинному разлому. С запада она ограничена Минусинской межгорной впадиной, а с юга Кандатским глубинным разломом, разделяющим структуры Восточных Саян и Хамсаринской зоны Тувы. Сисим – Казырская структура внутренне неоднородна. Она содержит серию веерообразно рассеянных разломов и «поясов высокой проницаемости», расчленяющих зону на блоки.

В юго-восточной части Сисим – Казырской структуры, сложенной преимущественно кембрийскими и позднедокембрийскими отложениями, располагается Базыбайский раннепротерозойский метаморфический выступ со сложным, по крайней мере двухактным, метаморфизмом (Степанов, Лепезин, 1986), окаймлённый зоной метаморфизма позднепротерозойских и раннекембрийских отложений. Метаморфизм достигает уровня амфиболитовой фации и паралелизуется с раннепалеозойским магматизмом.

В строении Сисим – Казырского синклинория наблюдается отчётливая зональность. Центральная часть его с осью, располагающейся в междуречье Казыра и Кизира и ограниченная с севера Кизиро – Байтакским глубинным разломом представляет собой на западе область широкого развития кембрийских вулканитов основного состава, причленяющаяся на востоке к Базыбайской метаморфической глыбе. Осевая часть синклинория характеризуется относительно меньшими масштабами интрузивного магматизма, особенно гранитоидного. Железооруденение сосредоточено преимущественно в осевой части синклинория и в области его сопряжения с Минусинским девоном. Периферические зоны, примыкающие, с одной стороны к Восточно- Саянскому глубинному разлому, а, с другой стороны к Кандатскому разлому характеризуются широким развитием гранитоидных интрузий и более интенсивным интрузивным магматизмом в целом. Гранитоиды северной зоны представлены Шиндинским, Беллыкским и другими более мелкими интрузивными массивами.

Наиболее изученным оказался магматизм доступной западной части Сисим-Казырского синклинория, содержащей железорудные и золоторудные месторождения. Не рассматривая отдельных магматических схем разных авторов покажем последовательность внедрения палеозойских интрузивных масс, устанавливаемую исследователями путём наблюдения непосредственных взаимоотношений и при структурно-геологическом анализе.

В качестве наиболее ранних палеозойских интрузий расматриваются преимущественно мелкозернистые, реже среднезернистые и порфировидные габбро, габбро-диориты и диориты, располагающиеся преимущественно среди нижнекембрийских отложений и образующие отдельные небольшие тела и поля сближенных тел площадью до десятков квадратных километров. Эти интрузии рассматривались в составе шиндинского комплекса, нижнекембрийского габброидного комплекса (Воробьёв и др.,1976) или раннепалеозойского базитового комплекса (Фёдоров,Зальцман и др.,1975). Образование габброидов связывается с раннекембрийским базальтовым магматизмом, начинающим магматическую историю Кембросаян. Габброиды рассматриваемого типа развиты по всей западной части Сисим – Казырского синклинория, входя в состав многих интрузивных массивов, либо в виде отдельных картируемых тел, либо в виде ксенолитов и реликтовых участков среди более поздних диоритов и гранитоидов.

Достаточно крупные поля кембрийских габброидов характерны для интрузивных массивов Таят-Табратской зоны, Кордовского массива, Беллыкской зоны (Джезлыкский и Александровский массивы), и встречаются в осевой части Сисим-Казырского синклинория. Во многих случаях они проявляются в виде мелких разобщённых дайкообразных штокообразных тел и силлов. По объёму и возрастной позиии они соответствуют габбро – диоритовой интрузии Г.В. Полякова (1971), вероятно части джезлыкского комплекеса Е.А. Шнейдера (1962), шиндинского комплекса А.Д. Шелковникова (1962).

В отличие от более поздних интрузий, раннекембрийские габбро и диориты подвержены метаморфизму. В частности, небольшие тела габбро, встречающиеся среди раннекембрийских терри-

генных пород, иногда превращены в актинолитовые амфиболиты и актинолит – биотит - плагиоклазовые породы.

По петрографическим особенностям и петрохимии среди пород, обычно относимых к габброидной интрузии, выявляются две группы: авгит - роговообманковые и уралитовые габбро и диориты нормальной и пониженной щёлочности с плагиоклазами высокой основности вплоть до битовнитов и биотитсодержащие габбро и диориты с основностью плагиоклазов преимущественно на уровне основного андезина и реже, лабрадора (Князев, 1991).

В западной части Сисим – Казырского синклинория, особенно в области сочленения кембрийских структур с Минусинской котловиной, получают развитие кислые вулканиты и субвулканические интрузии. Возрастная позиция этих магматитов достаточно точно не определена. Они датируются от раннего кембрия до девона, повидимому представляя собой разновозрастные образования. Часть этих пород, развитая в Ирбинско – Краснокаменском железорудном районе и в южной контактовой зоне Шиндинского плутона, являются заведомо додевонскими и прорываются диоритовой интрузией. Состав субвулканических интрузий меняется от андезитов и дацитов (Восточнобурлукское рудное поле) до липаритов (Шиндинско-Нижнечинжебинское железорудное поле) и даже возможно трахилипаритов (микрограносиенитов и граносиенит-порфиров) (Краснокаменская интрузия, северная контактовая зона Кордовского массива).

Подобные же породы развиты на юге синклинория в области, примыкающей к Кандатскому глубинному разлому. Субщелочная ориентация субвулканических интрузий вероятно имеет вторичную природу и усиливается в зоне сопряжения кембрийских и девонских структур.

Следующая группа интрузий представлена диоритами, меняющимися до кварцевых диоритов, плагиогранитов и гранодиоритов. Близко по времени к собственно диоритовым и кварцеводиоритовым интрузиям происходит становление интрузий габбро - норит – диоритового типа. Собственно диоритовые интрузии представлены Ефимовским, Хабалыкским, Кордовским, Петропавловским масивам, диоритовыми телами многих сложных массивов: Канзыбинского, Шиндинского. Габбро - норит – диоритовые интрузии проявляются в виде самостоятельных стратифицированных массивов (Канатикский, Гуляевский) или их существенных частей (северная часть Бахтатского массива), и в виде сравнительно небольших тел встречаются в связи с собственно диоритовыми интрузиями, например, в составе Хабалыкского, Кордовского и Шиндинского массивов. Диоритовые интрузии дифференцируются до гранитов, однако собственно гранитоиды играют среди них резко подчинённую роль.

Наиболее характерными представителями собственно диоритовых интрузий являются роговообманковые и биотит-роговообманковые диориты и кварцевые диориты нормальной и несколько пониженной щёлочности натриевой и калий-натриевой ориентации. В составе диоритовой интрузии Кордовского и ряда других массивов развиты розоватые диориты повышенной щёлочности представляющие собой продукты альбитизации обычных диоритов.

Для норит-диоритовых интрузий характерны двупироксеновые диориты и габброиды с пониженной основностью плагиоклазов и, соответственно, с относительно более высокой щёлочностью, выражающейся в развитии биотита не только в диоритах, но и габбро-норитах.

Вопрос о соотношении собственно диоритовых и норит-диоритовых интрузий решается неоднозначно. Они занимают одну возрастную нишу, формируясь после интрузии раннекембрийских габбро, но до шиндинских, беллыкских и других гранитов (Поляков и др.,1972). Опубликованы наблюдения о пересечении габбро – норит- диоритовыми интрузиями диоритовых и гранитных пород ольховского типа (Самсонов,1975). На участках детальных работ, например в рудных полях Табратского, Хабалыкского и Болотного месторождений имеются наблюдения, когда породы явно диоритовой интрузии (биотит – роговообманковые кварцевые диориты основной фазы Хабалыкского интрузивного массива) рассекаются телами меланократовых роговообманковых диоритов повышенной титанистости. В северной контактовой зоне Хабалыкского массива в одном поле ассоциируют битит – роговообманковые диориты и кварцевые диориты диоритовой интрузии и двупироксеновые диориты габбро - норит - диоритовой интрузии, располагающиеся в субстрате раннекембрийской габбро – диоритовой интрузии. Жильные гранитные дифференциаты диоритовой интрузии имеют неоднозначные соотношения с дайками микрогаббронноритов, связываемых с габбро – норит – диоритовой интрузией (имеются догранитные и послегранитные микрогаббронориты).

Общность диоритовых (диорит-гранодиоритовых по Г.В. Полякову) и габбро - диорит – норитовых интрузий Таят – Табратского района проявляется в одинаковом или близком отношении к ореолам метаморфизма. Наблюдаемые соотношения между диоритовыми и норит-диоритовыми интрузиями лучше всего, как нам представляется, описываются моделью внедрения близко одновременно, но из разноглубинных очагов. Противоречивые наблюдения связаны с наличием диоритов габброидной группы и ложными соотношениями габброидов и гранитоидов, возникающими в ореоле метаморфизиа Базыбайской глыбы.

Третья наиболее поздняя группа интрузий представлена гранитами, меняющимися по составу от гранодиоритов до лейкогранитов и граносиенитов. Гранитоиды широко развиты в составе Шиндинского плутона, составляют большую часть Канзыбинского массива, встречены в составе Кордовского массива, образуют ряд сравнительно небольших массивов: Курский, Новоспасовский, г.Сухой, слагают крупный Беллыкский плутон, серию крупных массивов в южной и восточной частях Сисим-Казырского синклинория. Самостоятельность гранитоидных интрузий подчёркивалась многими исследователями выделением гранитоидных Ольховского, Беллыкского и Буеджульского интрузивных комплексов.

К собственно гранитным интрузиям обычно относят достаточно крупные и пространственно устойчивые тела биотит- роговообманковых и биотитовых гранодиоритов, гранитов и лейкогранитов. Компонентами гранитных тел выступают и граносиениты, однако субщелочные разности пород, как и в случае с диоритовой интрузией, чаще оказываются продуктами изменения собственно гранитов, особенно в краевых частях гранитных интрузий.

Объективно в Сисим – Казырской структуре существует два типа гранитоидов: нормальной и даже несколько пониженной натровой щёлочности и гранитоиды повышенной кали – натровой щёлочности. Первые обычно рассматриваются как граниты Ольховского типа, вторые обособляются в составе Беллыкского или Буеджульского комплексов (Долгова,1961, Шелковников, 1962, Телешев, 1971, 1987, Хомичёв и др.,1992,1996). Вместе с тем реальное расчленение собственно гранитных тел вызывает зачастую существенные затруднения. В частности , лейкократовые разновидности ольховских гранитов Екатерининского хребта и хребта Чебулак объективно трудно отличимы от таких же гранитоидов Канзыбинского массива, рассматриваемого в качестве эталона беллыкского комплекса (Хомичёв и др., 1996). С другой стороны среди гранитоидов Беллыкского массива много разностей пород неотличимых от лейкократовых гранитов Ольховского массива. Наиболее поздние разности гранитов Шиндинского плутона – мелкозернистые и порфировидные граниты повышенной кали – натровой щёлочности по химизму близки беллыкским породам. Внедрение гранитоидов повышенной щёлочности часто сопровождается натровым кремний - щелочным метасоматозом, наиболее ярко проявляющимся в диоритах и габброидах.

В связи с диоритовыми интрузиями и в контактовых зонах диоритовых и гранитных тел часто проявляются небольшие тела и «инъекционные зоны» гранофировых гранитов и граносиенитов. Наблюдения показывают, что часть этих пород имеет метасоматическую природу, развиваясь по диоритам и вулканогенным породам в связи с внедрением гранитов (Федосеев,1971). Независимо от происхождения для гранофировых гранитов и граносиенитов характерен неустойчивый облик и состав, широкое развитие вторичных хлорита, эпидота, карбонатов и кварца. Часть малых гранитных тел, тесно связанных с диоритами, могут рассматриваться как продукты внутрикамерной дифференциации диоритовой интрузии.

В целом раннепалеозойские интрузии Сисим – Казырского синклинория могут быть представлены в составе единой непрерывной и завершённой габбро – гранитной серии (Изох, 1972) кембро – ордовикского возраста. Имеющиеся определения абсолютного возраста гранитоидов ольховского и беллыкского типов реально оказываются не моложе раннего силура (Фирсов и др., 1971, Абсолютный возраст...,1965, Рублёв, 1995, Хомичёв и др, 1992,1996). Нормальное гомодромное развитие этой серии представлено габбродиоритовой, диоритовой и гранитной интрузиями. Нормальный «линейный» ход развития магматического процесса, связанный с перемещением фронта магмообразования (Поляков, 1971, Изох,1972) на диоритовом уровне нарушается появлением расслоенных габбро – норит – диоритовых интрузий , внедряющихся из другого, возможно более глубинного не модифицированного магматического источника. «Нелинейный характер магматизма в наибольшей мере ощущается в осевой части Казыр - Кизирского синклинория, где развиты существенно диоритовые интрузивные массивы с пространственным совмещением диоритов и габброидов разной формационной принадлежности. Особый «нелинейный» режим магматизма вероятно реализуется в дайковых поясах, где фиксируется несколько (до 8) генераций даек с неоднозначными временными и пространственными соотношениями двух типов базитовых тел разной щёлочности.

Особо следует остановиться на явлениях сопровождающих внедрение палеозойских интрузий. Ранее уже упоминалось, что диоритовые и норит-диоритовые интрузии, располагающиеся на западном продолжении Базыбайской метаморфической глыбы, сопровождаются ореолом метаморфизма нижнекембрийских отложений, достигающим условий амфиболитовой фации с явлениями мигматизации. Обобщённый ореол интенсивных изменений кембрийских отложений, включающий метаморфиты, продукты щелочного метасоматоза и гранитизации примыкает с севера к крупным гранитным плутонам, имеющим мощные приконтактовые оторочки граносиенитов. Диориты во многих случаях сопровождаются процессами приконтактовой диоритизации вулканитов основного и среднего состава

В западной части Сисим-Казырской структуры с удалением от базыбайской глыбы метаморфизм уровня амфиболитовой фации достигается лишь локально, например в южном контакте гранитов Шиндинского плутона, там же отмечены интенсивные процессы гранитизации и образование метасоматических гранофировых гранитов.

В общем случае процессы метаморфизма, диоритизации, гранитизации и щелочного метасоматоза среди вмещающих пород, в диоритах и гранитах вероятно обязаны потоку интрателлурических растворов и взаимодействию с ними вмещающих магматических масс. В ходе кембро – ордовикского тектоно – магмо - метаморфического цикла сформировалась зональная структура Сисим – Казырского синклинория, выражающаяся в смене преимущественно натрового магматизма с умеренным проявлением щелочного метасоматоза в относительно приподнятом Шиндинском блоке и осевой части синклинория кали – натровым магматизмом с более широким развитием щелочного метасоматоза в области сопряжения Кембросаян с Минусинским девоном. На это обращал внимание ещё А.Я. Булынников (1929). В этом же направлении растёт роль додевонских кислых и субщелочных вулканитов. Наибольшие массы железа в виде метасоматических магнетитовых месторождений связаны с субширотными зонами осевой части синклинория и с участками их торцового сочленения с субмеридиональными структурами, оконтуривающими Минусинскую котловину (Краснокаменская, Ирбинская, Имисская).

Нам представляется, что все палеозойские интрузии связаны в единый тектономагматический цикл, характеризующий в целом островодужную геодинамическую обстановку. Реальные интрузивные массивы и поля магматитов пёстрого состава повидимому можно рассматривать как сложные магматические узлы и зоны, в которых реализуются разновозрастные и разноглубинные (по источнику питания) интрузии.

Сложность состава ряда интрузивных массивов и возможное совмещение разноформационных интрузий предполагают значительную условность выделения магматических комплексов и тем более их эталонных массивов.

Литература

Абсолютный возраст гранитоидов Ольховского комплекса (Восточный Саян)./ Г.В. Поляков, Г.С. Федосеев, А.Е. Телешев, С.М. Николаев. //Геология и геофизика, 1965. № 9. С. 22-31.

Булынников А.Я. Краткий отчёт о геологических работах в Ольховско – Чибижекском золоторудном районе Минусинского уезда в 1924 году// Известия Западно-Сибирского отделения Геологического комитета, 1925. Т.5, вып.1, 65 с.

Булынников А.Я. Геологические исследования в Нижнеказырском районе Минусинского округа в 1926 году.// Известия Зап.Сиб. отделения геологического комитета, том IX, вып.2, Томск,1929, 50с.

Булынников А.Я. Особенности петрологии и рудоносности Ольховско-Чибижекского золотоносного района (Восточный Саян).// Труды научной конференции по изучению и освоению производительных сил Сибири. Том 2, проблема: минерально-сырьевая база Сибири, Томск: Изд-во «Красное Знамя», 1940. С. 98-134.

Вологдин А.Г. Геологические исследования в 1924 году в районе гор Сайбара и Большетелекского Байтака (Восточная часть Минусинского уезда)// Известия Геол.комитета,, Л., 1925, т. XIV, № 6. С.645-661.

Вологдин А.Г. Кизир-Казырский район.- М.-Л.: Геол.изд-во главного геолого-разведочного управления, 1931. 38 с.

А.Г. Вологдин Тубино-Сисимский район, Минусинско-Хакаский край. Отчёт о геологических исследованиях 1924-1928 гг. Тр. ВГРО, вып 198, Л.:1932. 184с.

Воробьев В.Н. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Большой Кандат. ./ Отчёт о результатах геолого-съёмочных работ. Минусинск: Минусинская комплексная экспедиция. 1976.

Герасименко В.И. О расчленении эффузивно-осадочных толщ кембрия и девона в обрамлении Минусинской межгорной впадины. / Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, 1961, вып. 2. С. 260-261.

Гревцов Г.А. Магматические серии Казыр-Кизирского синклинория Восточного Саяна.// Геология и геофизика, 1969, № 5. С. 132-137.

Даценко В.М. Геохимическая специализация и рудоносность некоторых комплексов гранитоидов северо – западной части Восточного Саяна. / Рудные формации докембрия и палеозоя западного складчатого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС. 1986. С. 98-107.

Даценко В.М. О формационной принадлежности и генезисе Ольховского интрузивного комплекса Восточного Саяна./ Проблемы геологии и металлогении Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1989. С. 60 – 71.

Дымкин А.М., Мазуров М.П., Николаев С.М. Петрология и особенности формирования магнетитовых месторождений Ирбинского рудного поля (Восточный Саян). Новосибирск: Наука, 1975. 188с.

Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна/ Г.В. Поляков, А.П. Кривенко, Д.М. Орлов, Г.С. Федосеев, А.П. Балыкин/. Новосибирск: Наука, 1974, 130с.

Долгова В.Н. К вопросу о беллыкском интрузивном комплексе./ Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск: Красноярское кн. издательство, 1961, вып. 1, 1961. С. 107-111.

Долгушин С.С. Соотношение пород и руд на Одиночном магнетитовом месторождении (Восточный Саян). / Минералогия и петрография пород и руд главнейших рудных районов Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. С. 96-102.

Зубкус Б.П., Шнейдер Е.А. Вулканогенно – осадочные отложения кембрия юго – западной части Восточных Саян и их металлогения. / Геология и металлогения эффузивно - осадочных формаций Сибири. М: Недра, 1964. С. 17 – 28.

Зубкус Б.П. Габбро – плагиогранитная формация бассейна р. Кандат. / Материалы Красноярского отделения Всесоюзного минер. об-ва АН СССР, вып. 3, 1975. С. 63-71.

Изох Э.П. О классификации габбро-гранитных серий в металлогенических целях./ Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Труды 2-го Всесоюзного петрографического совещания, часть 2. М.: Наука, 1972. С.16-21.

Князев Г.Б. Особенности интрузивного магматизма района Табратского месторождения./ Сборник статей по геологии Сибири. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1975. С. 57 – 65.

Князев Г.Б. О двух типах диоритовых интрузий Кизирского железорудного района (Восточный Саян)./ Геологические формации Сибири и их рудоносность. Томск: Изд-во Томского университета, 1991. С. 64-71.

Корель В.Г., Перфильева Н.В. Кольцевая вулкано-тектоническая структура Ирбинского железорудного района (Восточный Саян). / Магматизм, литология и вопросы рудоносности Сибири. Новосибирск: Западно-Сибирское кн. Издательство. 1974. С. 98-105.

Курцерайте Е.Д., Семёнов В.Н., Андреев О.В. Закономерности размещения железорудных месторождений юга Красноярского края. / Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железооруденения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1974. С. 5-24.

Мазуров М.П. Интрузивный магматизм, метасоматоз и железооруденение в Ирбинском рудном поле (Восточный Саян). // Проблемы региональной геологии и петрографии Сибири и методы геохимических и геофизических исследований. Вып. 2. Новосибирск: ИГИГ СО АН СССР, 1970. С. 69-72.

Корель В.Г. К петрологии и металлогении Артёмовско - Краснокаменского рудного узла (Восточный Саян). / Материалы по геологии и генезису месторождений полезных ископаемых Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1966.

Никульченко В.Г., Пан Ф.Я., Чернышев Н.М. Основные черты тектоники западной части Восточного Саяна.// Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск: Красноярское книжное издательство, 1962. С.141-146.

Опыт картирования гранитоидных массивов по свойствам и составу полевых шпатов./Зубков А.А., Макарова О.В., Князев Г.Б., Борозновская Н.Н. //Доклады академии наук СССР, 1989, том 304, № 6. С. 1441-1444.

Перфильева Н.В. Трахилипарит – гранит – граносиенитовая ассоциация и железооруденение юга Красноярского края./ Вопросы минерало- петро- и рудогенезиса районов Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. С. 97-102.

Перфильева Н.В. К петрохимической характеристике кислых субщелочных пород некоторых железорудных полей. / Вопросы геологии и генезиса месторождений полезных ископаемых Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1966, вып. 39.

Поляков Г.В. Палеозойский магматизм и железооруденение юга Средней Сибири. М.:Наука, 1971. 310 с.

Поляков Г.В., Кривенко А.П., Федосеев Г.С. и др. Ранние палеозойские базитовые интрузии каледонид Восточного Саяна./ Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.:Наука, 1972. С. 85-114.

Поляков Г.В., Федосеев Г.С. Интрузивные комплексы района Таят-Табратской группы железорудных месторождений(Восточный Саян)// Тр. Ин-та геологии и геофизики Сиб, отд. АН СССР, 1963, вып. 33. С.113-133.

Предтеченский А.А. Основные черты геологического развития Западной части Восточного Саяна в докембрии и кембрии. М.: Наука, 1967.

Степанов С.А., Лепезин Г.Г. Особенности метаморфизма Базыбайского выступа (Восточный Саян).// Геология и геофизика, 1986, № 6. С. 80-89.

Самсонов Д.М. О составе и внутреннем строении расслоенных базитовых интрузий Булкинского комплекса (Восточный Саян)./ Материалы Красноярского отделения Всес. Минералог. Об-ва АН СССР, вып. 3, 1975. С. 58-63.

Шелковников А.Д. Основные черты петрологии и металлогении Ольховского гранодиорит-плагиогранитного комплекса.// Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск: Красноярское кн. издательство,1964. С.224-250.

Телешев А.Е. К вопросу о возрасте Буеджульского интрузивного комплекса в западной части Восточного Саяна./ Магматизм и металлогения Алтае – Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1971. С. 72-74.

Телешев А.Е. Проблемы возрастной систематики умерено щелочных и щелочных гранитоидных ассоциаций Алтае-Саянской области./ Труды института геологии и геофизики СО АН СССР, № 677, 1987. С. 159-177.

Телешев А.Е., Федосеев Г.С. Геологическое положение и возраст субвулканических гранит-сиенитовых интрузий северо-западной части Восточного Саяна и гранитоидов Беллыкского комплекса./ Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1971. С. 148 – 168.

Федосеев Г.С. Петрология Шиндинского гранитоидного плутона. М.:Наука, 1969, 91 с.

Федосеев Г.С. Происхождение гранофиров Шиндинского плутона (Восточный Саян)./ Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1971. С. 224-234.

Фирсов Л.В., Дымкин А.М., Мазуров М.П. Новые данные о возрасте интрузий района Ирбинских железорудных месторождений (Восточный Саян).// Доклады АН СССР, 1971, т. 201, №1. С. 169-171.

Фёдоров Ю.А., Зальцман В.Д., Астафуров В.А., Воропаев А.М. Геологическое строение и полезные ископаемые центральной и западной частей Беллыкского белогорья./ Отчёт о результатах геолого-съёмочных работ. Минусинск: Минусинская комплексная экспедиция. 1975.

Хомичёв В.Л., Воробьёв В.Н., Даценко В.М. Ольховский массив – эталон Ольховского комплекса (Восточный Саян). Новосибирск. СНИИГГиМС. 1992. 91с.

Хомичёв В.Л., Мазуров М.П., Хомичёва Е.С. Кордовско – Канзыбинский эталон Беллыкского комплекса (Восточный Саян). Новосибирск: СНИИГГиМС. 1996. 197с.

Шелковников А.Д. О комагматичности некоторых интрузивных и эффузивных комплексов северо–западной части Восточного Саяна. / Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск: Красноярское книжное издательство. 1962. С. 65-96.

Шохина О.И., Филиппов Г.В., Ярошевич В.М. Интрузивные породы Ольховско – Чибижекского массива в Восточном Саяне./ Интрузивные комплексы золоторудных районов юга Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1967.

РИФЕЙСКАЯ ЭПОХА ПЛАТИНОМЕТАЛЬНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Е.В. Кислов, Э.Г. Конников

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия; Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка Московской области, Россия

Основными промышленными источниками Ni и элементов платиновой группы (ЭПГ) остаются архейские коматиитовые тела Камбалды, раннепротерозойский норитовый массив Садбери, раннепротерозойские пикродолеритовые тела Печенги, пермо-триасовые пикродолеритовые массивы Норильск-Талнахского района, латеритные коры выветривания. Архейские и раннепротерозойские дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовые массивы Бушвельд, Стиллуотер, Великая дайка – основные источники малосульфидных руд ЭПГ. В последнее время сульфидное ЭПГ-Cu-Ni и малосульфидное оруденение ЭПГ обнаружены в ряде рифейских ультрамафит-мафитовых интрузивов, входящих в состав вулкано-плутонических ассоциаций континентальных рифтогенных структур, что позволило поставить вопрос о выделении новой металлогенической эпохи наряду с выделяемыми ранее архейской и раннепротерозойской.

Раннепротерозойская металлогеническая эпоха, напротив, характеризуется преимущественным развитием интрузивного ультрамафит-мафитового магматизма и заметным спадом ультраосновного вулканизма. В это время сформировался хорошо изученный комплекс расслоенных интрузивов докембрийских щитов, ранее относимый к перидотит-пироксенит-норитовой (Кузнецов, 1964), а сейчас – гарцбургит-бронзитит-анортозит-норитовой формации (Балыкин, 1990). Эти интрузивы по содержанию главных элементов тождественны бонинитам, а именно, обогащены MgO и SiO_2. В отличие от бонинитов, они имеют аномально высокие концентрации K, Rb, Zr и отношения изотопов Sr, а также иное распределение РЗЭ. Такие особенности «бонинитоподобных» интрузивов находят удовлетворительное объяснение с позиций их образования из первичных высокомагнезиальных магм типа коматиитов, в значительной (до 10%; Sparks, 1986) мере ассимилировавших породы сиалической коры. Столь высокая контаминированность коматиитовых расплавов объясняется высокой температурой ликвидуса, достигавшей 1650°С. С другой стороны, такая высокая степень контаминации стала возможной благодаря значительному увеличению мощности земной коры. Такое утолщение коры приводило к тому, что расплавы не достигали поверхности, как в архее, а формировали стратифицированные плутоны.

В течение раннего протерозоя «бонинитоподобные» расслоенные комплексы формировались в два этапа (рис. 1): 1) раннекарельский (сумийский) – 2500-2400 млн. лет и 2) свекокарельский – 2100-1850 млн. лет. Эти этапы совпадают, соответственно, с началом внутриконтинентального рифтогенеза в пределах архейских щитов и лапландской коллизией, сформировавшей суперконтинент Мегагею (Борукаев, 1999).

В сумийский этап произошло становление многих ультрамафит-мафитовых комплексов Балтийского щита: Мончегорского (2493±7 млн. лет, Balashov et al., 1993; 2504,4±1.5 млн. лет, Amelin et al., 1995), Федорово-Панского (2470±9 млн. лет, Balashov et al., 1993; 2501.5±1,7 млн. лет, Amelin et al., 1995), горы Генеральской (2453±42 млн. лет, Balashov et al., 1993; 2505,1±1,6 млн. лет, Amelin et al., 1995), Кивакка (2445±2 млн. лет, Balashov et al., 1993), Луккулайсваара (2439±11 млн. лет, Balashov et al., 1993; 2442,1±1,4 млн. лет, Amelin et al., 1995), Имандра (2396±7 млн. лет, Balashov et al., 1993; 2441,0±1,6 млн. лет, Amelin et al., 1995), Бураковского (2445±4 млн. лет, Amelin et al., 1995), Ципринга (2441,3±1,2 млн. лет, Amelin et al., 1995). Возраст Великой Дайки Зимбабве немного старше - 2586±16 млн. лет (Mukasa et al., 1998).

Ко второму этапу относятся внедрения мамоновского (2100-2080±11 млн. лет) и еланского (2065-2050±15) никеленосных комплексов Воронежского кристаллического выступа Русской платформы (Чернышев и др., 1998), Бушвельдского комплекса (2060 млн. лет, Cawthorn, Walraven, 1998) и комплекса Садбери (1850±1, Krough et al., 1984, Corfu, Lightfoot, 1996).

На рубеже раннего и позднего протерозоя после лапландской коллизии произошли резкие изменения характера магматизма. После этого рубежа исчезают такие распространенные в архей-раннепротерозойское время магматические формации, как анортозитовая и гранитов рапакиви; зеленокаменные пояса с широко проявленным коматиитовым вулканизмом сменяются преимущественным развитием офиолитовых серий. На данном возрастном рубеже происходит смена состава родоначальных магм никеленосных плутоногенных формаций с изначально коматиитового на толеитовый, характерный для позднепротерозойских (рифейских) никеленосных интрузивов. В координатах «железистость-титанистость» все раннепротерозойские комплексы попадают в поле бонинитов, а рифейские – в поле толеитов. Большинство рифейских никеленосных интрузивов относится к дунит-троктолит-габбровой формации.

По мнению Г.И. Горбунова и соавторов (1984), столь радикальное изменение состава никеленосных комплексов в постлапландское время привело к их низкой продуктивности в отношении сульфидного оруденения. Но исследования последнего времени свидетельствуют об обратном. Как оказалось, ряд таких интрузивов несет как сульфидное платинометалльно-медно-никелевое, так и малосульфидное платинометалльное оруденение.

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив залегает в рифейских карбонатно-терригенных отложениях осевой части Сыннырской рифтогенной структуры. Он сформирован 700 млн. лет назад. Пространственная, вещественная и возрастная близость позволили объединить Йоко-Довыренский массив и базальты Сыннырской рифтогенной структуры в единую вулкано-плутоническую ассоциацию. Сульфидное ЭПГ-Cu-Ni (с повышенным содержанием Co) оруденение массива разведовалось в начале шестидесятых годов. Наиболее богатая минерализация сконцентрирована в нижней контактовой зоне, несущей явные признаки контаминации. Малосульфидное оруденение ЭПГ обнаружено в последние годы и зафиксировано в виде горизонтов («рифов»), характеризующихся максимальной петрографической и минералогической неоднородностью, на границах крупных составных частей расслоенной серии (Кислов, 1998).

Возраст, геодинамическое положение и металлогеническая специализация объединяют Йоко-Довыренский плутон с известными интрузивными комплексами Дулут (Миннесота, США) и Маскокс (Северо-Западные территории, Канада).

Троктолит-анортозитовый комплекс Дулут находится в пределах Североамериканской внутриконтинентальной рифтогенной структуры (рифт озера Верхнее). Он тесно связан с кивинованскими базальтами района оз. Верхнее и сформировался 1120 млн. лет назад близ их контакта с породами фундамента. Комплекс Дулут состоит из ранней серии анортозитов, секущихся поздними преимущественно троктолитовыми интрузивами (Naldrett, 1997, 1999).

Комплекс содержит более 4 млрд. тонн руды со средним содержанием 0,66% Cu и 0,2% Ni. Вдоль западного контакта (подошвы) троктолитовых интрузивов в пределах 300 м от основания комплекса расположены участки рассеянных в троктолитах и норитах сульфидных Cu-Ni руд. Они содержат многочисленные ксенолиты ороговикованных вмещающих пород. В месторождениях Миннамакс и Дунка Роуд наиболее характерными рудовмещающими породами являются нориты, чье образование объясняется контаминацией троктолитов. Месторождение Уотахен приурочено к ильменит-содержащим дунитам и перидотитам с графитом (до 10%), зеленой герцинитовой шпинелью и кордиеритом (Naldrett, 1997, 1999). Обнаружено также малосульфидное оруденение ЭПГ(Weiblen et al., 1989). Для месторождений Дулутского комплекса характерна изотопно тяжелая S (Mainwaring, Naldrett, 1977; Ripley, 1981, 1986). Неравномерное распределение значений изотопного состава S, широкие вариации содержаний Ni в оливине рудных зон свидетельствуют о заимствовании S непосредственно in situ без достижения равновесия между сульфидами и вмещающими их силикатами (Ripley, 1986).

Значения $\delta^{18}O$ в месторождении Дунка Роуд соответствуют 5,8-9,6‰, аномальные значения (>8) наблюдаются только в пределах 3-метровых зон вокруг ксенолитов вмещающих пород с $\delta^{18}O$=8,6-11,1. В этих зонах оливин замещается ортопироксеном, показывая, что контаминация SiO_2 сопровождала изменение изотопного состава O. Локальность контаминации изотопами O доказывает, что не валовая ассимиляция была основной причиной контаминации S. Предположено, что S привносилась в виде летучей фазы, высвобождавшейся из подстилающих пород в результате их метаморфизма интрузивом. Это подтверждается развитием ассоциации водных минералов, таких, как биотит и амфибол, и обособлений габбро-пегматитов в рудных зонах (Ripley, 1986).

Дунит-перидотит-пироксенит-габбровый массив Маскокс сформировался в рифтогенной структуре на северо-западе Канадского щита 1270 млн. лет назад в ассоциации с платобазальтами Коппермайн ривер и роем даек Маккензи. Их развитие связывается с рифтогенезом и открытием океана Посейдон, вызванными мантийным плюмом с центром примерно в 400 км к северу от интрузива. Интрузив несет сульфидное ЭПГ-Cu-Ni оруденение в краевых зонах и малосульфидное оруденение ЭПГ в обогащенных хромитом пегматоидных ортопироксенитах центральной расслоенной части.

Вмещающие породы на юге, востоке и западе – гнейсы орогена Уопмай. На севере вмещающими породами являются поздние песчаники и доломиты группы Дисмал лэйк, предположительно отлагавшиеся в течение раскрытия рифта. Группа Дисмал лэйк перекрыта платобазальтами Коппермайн ривер. Предполагается, что массив Маскокс внедрялся вскоре после отложения осадков Дисмал лэйк до формирования большей части платобазальтов Коппермайн ривер.

Магма контаминировалась коровым расплавом, что и привело к насыщению сульфидами. Краевая зона содержит жилы и обособления диоритоидов, образовавшихся в результате плавления вмещающих пород. Сульфиды, как вмещающих пород, так и интрузива, обогащены $\delta^{34}S$: в среднем 7,45‰ во вмещающих породах, 7,77 – в краевой зоне и 5,26 – в расслоенной серии. Рудоносные породы содержат больше SiO_2 и меньше CaO, чем безрудные, что должно быть результатом ассимиляции богатых SiO_2 и бедных CaO вмещающих пород. Сульфидсодержащие породы обогащены K, Rb и Ba, что свидетельствует об ассимиляции вмещающих пород (Barnes, Francis, 1995; Barnes et al., 1997).

С этими массивами сходны еще несколько рудоносных интрузивов.

Месторождение Войсейс Бей (Лабрадор, Канада) открыто в конце 1994 г. Оно связано с троктолит-анортозитовым комплексом Войсейс Бей возраста 1333 млн. лет (Amelin et al., 1999), входящим в анортозит-гранит-троктолит-ферродиоритовую серию Нейн, расположенную вдоль границы протерозойской провинции Рае (Черчилл) на западе и архейской провинции Нейн на востоке. Месторождение богатых Cu-Ni-Co руд (на апрель 1996 г. разведано 32 млн. т руды с содержанием 2,83% Ni, 1,74% Cu, 0,12% Co) связано с интрузивами Рейд Брук и Истен Дипс и состоит из четырех участков: Уэстен Экстеншин, Овоид, Мини-овоид и Истен Дипс. Считается, что Истен Дипс отвечает самому интрузиву с оруденением, приуроченным к точке подхода подводящего силла; Овоид представляет точку присоединения подводящего канала к интрузиву. Мини-овоид – подводящий канал близко к точке присоединения, а Уэстен Эксетншин – срез вдоль глубинной части подводящего канала. Многочисленные резорбированные ксенолиты гнейсов, нередко окруженные черными реакционными каймами, содержащими зеленую герцинитовую шпинель, свидетельствуют об активном взаимодействии магмы с вмещающей толщей (Naldrett et al., 1996; Naldrett, 1997, 1999).

Изотопный состав серы пирротина протерозойских гнейсов Тасиуяк (восточная окраина провинции Черчилл) соответствует $\delta^{34}S$=-17,0÷-0,9‰, что отвечает формированию первичного пирита в результате редукции сульфата морской воды бактериями в нормальных морских условиях. Изотопный

состав кислорода составляет $\delta^{18}O$=8,3÷16,1‰. Значения гнейсов Нейн: $\delta^{34}S$=0,2÷3,3‰, $\delta^{18}O$=5,9÷8,7‰. В месторождении Войсейс Бей $\delta^{34}S$ составляет: рассеянное оруденение Истен Дипс – -2,0÷2,7‰, массивная руда Овоида и Мини-овоида – -2,1÷0,0‰, рассеянное оруденение Уэстен Экстеншин – -4,1÷1,4‰. Четкое понижение значений $\delta^{34}S$ в западном направлении соответствует увеличивающемуся вкладу серы гнейсов Тасиуяк, но не более 30% серы руд имеет контаминантное происхождение. Большинство значений $\delta^{18}O$ вмещающих оруденение троктолитов попадает в диапазон 5,4÷6,6‰, что соответствует «нормальным» значениям мафитовых пород мантийного происхождения. Локальное появление повышенных значений (7÷8‰) свидетельствует об изотопном обмене с вмещающими породами с более тяжелым изотопным составом кислорода. Для формирования минерализации более важными процессами, чем ассимиляция серы, были парциальное плавление и привнесение кислых компонентов из вмещающих пород (Ripley et al., 1999).

Отношение $^{187}Re/^{188}Os$ варьирует мало – от 57 до 157, что отвечает возрасту 1323±135 млн. лет. Первичное изотопное отношение изохроны +1060±200 свидетельствует в пользу значительного взаимодействия магмы с радиогенным осмием, возможно из корового материала провинций Нейн и Черчилл, что подтверждается анализом гнейсов этих провинций (Lambert et al., 1999).

Значительно менее, чем комплекс Дулут, известны три небольших ультрамафит-мафитовых массива на северном берегу оз. Верхнее (Онтарио, Канада), приуроченных к рифтовой зоне и несущих малосульфидную минерализацию ЭПГ: Кристал лэйк (Тандер бей; Naldrett, 1997), Джоди лэйк (месторождение Макрае; Good, Crocket, 1994b; Mulja, Mitchell, 1990, 1992) и Ту дак лэйк (месторождение Маратон; Good, Crocket, 1994a; Watkinson, Ohnenstetter, 1996).

Более отдаленными вероятными аналогами могут быть массивы Джинчуан (Ганьсу, Китай) и Никеландия (Гойяс, Бразилия).

Перидотитовый массив Джинчуан сформирован в рифтовой зоне на границе Сино-Корейского кратона и развивающегося протерозойского океана (Chai, Naldrett, 1992 a, b). Возраст интрузива 1501±31 млн. лет (Naldrett, 1997). Месторождение является одним из крупнейших в мире источников сульфидных ЭПГ-Cu-Ni руд. Для интрузива характерно широкое развитие скарнов, с которыми связан один из типов руды (Chai, Naldrett, 1992 a, b), о контаминации коровым материалом свидетельствуют Rb-Sr данные (Yang et al., 1994). Считается, что массив – корневая зона крупного линейного габброидного тела, уничтоженного эрозией (Chai, Naldrett, 1992 a, b).

Дунит-габбронорит-анортозитовый массив Никеландия приурочен к континентальному рифту между Амазонским и Сан-Францисским кратонами. Интрузивные породы подверглись метаморфизму от амфиболитовой до гранулитовой фаций. Уран-свинцовые изотопные данные показывают среднепротерозойский возраст (1560-1600 млн. лет) внедрения. Металлогеническая специализация нетипичная – хромитовые и магнетит-ильменитовые рудопроявления, с массивом также связано месторождение Ni в латеритных корах выветривания (Ferreira-Filho et al., 1992, 1994).

Анализ геодинамического положения и состава рудоносных рифейских ультрамафит-мафитовых интрузивов позволяет сделать следующие выводы. Их формирование может быть связано с активностью мантийных плюмов в зонах континентального рифтогенеза. Рифт обеспечивал крупным объемам продуктивной магмы достижение верхней части земной коры. Значительный объем магмы, насыщенный сульфидами, позволял сформировать крупное рудное тело. Развитие мантийных плюмов сопровождалось высокой степенью парциального плавления, так что рудные компоненты не могли оставаться в мантии. В результате этого магма содержала достаточное количество ЭПГ, Ni и Cu для формирования оруденения. На ранних стадиях рифтогенеза на периферии плюмов кора прогибалась, осадки заполняли рифт. Исходный расплав в гипабиссальных камерах активно взаимодействовал с породами фундамента, рыхлыми карбонатными и терригенными осадками. Контаминация без существенной валовой ассимиляции обогащала магму водой, щелочами, S, вероятно, также Cl, SiO_2 и органическим веществом, что определяет сложный состав магматического флюида, оказывающего значительное воздействие на процессы петро- и рудогенеза. Для большинства интрузивов отмечена тесная связь с вулканизмом.

Обращает на себя внимание сходство металлогенической специализации рифейских ультрамафит-мафитовых комплексов в составе континентальных рифтогенных структур. Так, для массивов Йоко-Довыренского, Дулут и Максокс характерны как сульфидные ЭПГ-Ni-Cu руды, так и малосульфидное оруденение ЭПГ. Для интрузивов Войсейс Бей и Джинчуан свойственны только богатые сульфидные ЭПГ-Ni-Cu руды. Это может быть вызвано особенностью кинетики заполнения интрузивной камеры, приведшей к резкому осаждению всего потенциального оруденения. Другой причиной может быть недостаточная изученность в случае Войсейс Бей и отсутствие расслоенной серии из-за эрозии в случае Джинчуан. Для комплексов оз. Верхнее характерно только малосульфидное оруденение ЭПГ, что соответствует их формированию из небольших порций магмы, претерпевшей фракционирование в промежуточной камере, где и закристаллизовался основной ее объем. Нетипичная металлогеническая специализация Никеландии (хромитовое и магнетит-ильменитовое оруденение, латеритное месторождение

Ni) может объясняться как интенсивным метаморфизмом, так и недостаточной изученностью из-за значительных размеров, плохой обнаженности и малодоступности интрузива.

В пределах южного складчатого обрамления Сибирской платформы находится значительное количество ультрамафит-мафитовых интрузивов. Изложенные материалы показывают необходимость дальнейшего детального изучения их возраста, геодинамической позиции и рудоносности.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 98-05-65309), совместных программ РФФИ-CNRS (проект 98-05-22020) и РФФИ-DFG (проект 99-05-04013).

Литература

Балыкин П.А. Типизация габброидных массивов по вещественному составу//Геол. и геофиз. 1990. № 12. С. 35-42.

Борукаев Ч.Б. Словарь-справочник по современной тектонической терминологии. Новосибирск: НИЦ ОИГГиМ СО РАН, 1999. 70 с.

Горбунов Г.И., Генкин А.Д., Дистлер В.И. Геологоструктурные и петролдогические условия формирования медно-никелевых месторождений СССР//Докл. 27 Междн. Геол. конг., Москва, 4-14 авг., 1984. т. 12. Металлогения и рудные месторождения. М.: Недра, 1984. С. 184-195

Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Издательство БНЦ СО РАН, 1998. 265с.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 385 с.

Чернышев Н.М., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. и др. Возраст пород ранней фазы Ольховского габбронорит-кварцмонцонит-гранитного кольцевого плутона Воронежского кристаллического щита//Доклады АН. 1998. т. 359. № 5. С. 680-683.

Amelin Y., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting//Precambrian Res. 1999. v. 47. P. 33-51.

Amelin Y., Li C., Naldrett A.J. Geochronology of the Voisey's Bay intrusion, Labrador, Canada, by precise U-Pb dating of coexisting baddeleyite, zircon, and apatite//Lithos. 1999. v. 47. P. 33-51.

Arndt N.T, Nelson D.R., Compston W. et al. The age of the Fortescue Group, Hammersley Basin, Western Australia, from ion microprobe zirkon U-Pb results//Aust. J. Earth Sci. 1991. v. 38. P. 261-268.

Arndt N.T, Nesbitt R.W. Geochemistry of Munro Township basalts//Arndt N.T., Nisbet E.G. (eds.). Komatiites. George Allen and Unwin, London, 1982. P. 309-380.

Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield//Precambrian Res. 1993. v. 64. P. 197-205.

Barnes S.-J., Francis D. The distribution of platinum-group elements, nickel, copper, and gold in the Muskox layered intrusion, Northwest Territories, Canada//Econ. Geol. 1995. v. 90. № 1. P. 135-154.

Barnes S.-J., Zientek M.L., Severs en M.J. Ni, Cu, Au, and platinum-group element contents of sulphides associated with intraplate magmatism: a synthesis//Canad. J. Earth Sci. 1997. v. 34. № 4. P. 337-351.

Cawthorn R.G., Walraven F. Emplacement and crystallization time for the Bushveld complex//J. Petrol. 1998. v. 39. № 9. P. 1669-1687.

Chai G., Naldrett A.J. The Jinchuan ultramafic intrusion: cumulate of a high-Mg basaltic magma//J. Petrol. 1992 a. v. 33. P. 277-303.

Chai G., Naldrett A.J. Characteristics of Ni-Cu-PGE mineralization and genesis of the Jinchuan deposit, Northwest China//Econ. Geol. 1992 b. v. 87. P. 1475-1495.

Corfu F., Lightfoot P.C. U-Pb geochronology of the Sublayer environment, Sudbury igneous complex, Ontario//Econ. Geol. 1996. v. 91. P. 1263-1269.

De Paolo D.G., Wasserburg G.J. Sm-Nd age of the Stillwater Complex and the mantle evolution curve for neodium//Geochim. Cosmochim. Acta. 1979. v. 43. P. 998-1088.

Ferreira-Filho C.F., Kamo S.L., Fuck R.A. et al. Zircon and rutile U-Pb geochronology of the Niquelandia layered mafic and ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the limiting of magmatism and high grade metamorphism//Precambrian Res. 1994. v. 68, № 3-4, P. 241-255.

Ferreira-Filho C.F., Nilson A.A., Naldrett A.J. The Niquelandia mafic-ultramafic complex, Goias, Brazil: a contribution to the ophiolite × stratiform controversy based on new geological and structural data/Precambrian Res. 1992. v. 59. № 1-2. P. 125-143.

Good D.J., Crocket J.H. Genesis of the Marathon Cu-Platinum-group element deposit, Port Coldwell alkaline complex, Ontario: a Midcontinent rift-related magmatic sulphide deposit//Econ. Geol. 1994 a. v. 89. № 1. P. 131-149.

Good D.J., Crocket J.H. Origin of albite pods in the Geordie Lake gabbro, Port Coldwell alkaline complex. Northwestern Ontario: evidence for late-stage hydrothermal Cu-Pd mineralization//Can. Miner. 1994 b. v. 32. № 3. P. 681-701.

Lambert D.D., Foster J.G., Frick L.R. et al. Re-Os isotopic systematics of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co magmatic ore system, Labrador, Canada//Lithos. 1999. v. 47. P. 69-88.

Krough T.E., Davis D.W., Corfu F. Precise U-Pb zircon and baddeleyite ages for the Sudbury area//Pye E.A., Naldrett A.J., Giblin P.E. (eds.) The geology and ore deposits of the Sudbury structure. Ontario Geol. Surv. Spec. Vol. 1, 1984, P. 431-446.

Mainwaring P.R., Naldrett A.J. Country-rock assimilation and the genesis of Cu-Ni sulfides in the Waterhen intrusion, Duluth Complex, Minnesota//Econ. Geol. 1977. v. 72. № 7. P. 1269-1284.

Mukasa S.B., Wilson A.H., Carlson R.W. A multielement geochronologic study of the Great Dyke, Zimbabwe: significance of the robust and reset ages//Earth and Planet. Sci. Letters, 1998, v. 164, N 1-2, P. 353-369.

Mulja T., Mitchell R.H. Platinum-group minerals and tellurides from the Geordie Lake intrusion, Coldwell complex, Northwestern Ontario//Can. Miner. 1990. v. 28. № 3. P. 489-501.

Mulja T., Mitchell R.H. The Geordie Lake intrusion, Coldwell complex, Ontario: a palladium- and tellurium-rich disseminated sulfide occurrence derived from an evolved tholeiitic magma//Econ. Geol. 1991. v. 86. № 5. P. 1050-1069.

Naldrett A.J. Key factors in the genesis of Noril'sk, Sudbury, Jinchuan, Voisey's Bay and other world-class Ni-Cu-PGE deposits: implications for exploration//Aust. J. Earth Sci. 1997. v. 44. P. 283-315.

Naldrett A.J. World-class Ni-Cu-PGE deposits: key factors in their genesis//Miner. Deposita. 1999. v. 34. P. 227-240.

Naldrett A.J., Keats H., Sparkes K. et al. Geology of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador, Canada//Explor. Mining Geol. J. 1996. v. 5. P. 169-179.

Ripley E.M. Sulfur isotopic studies of the Dunka Road Cu-Ni deposit, Duluth complex, Minnesota//Econ. Geol. 1981. v. 76. P. 610-620.

Ripley E.M. Sulfide mineralogy and chemical evolution of the Babbit Cu-Ni deposit, Duluth Complex, Minnesota//Can. Miner. 1986. v. 24. № 2. P. 347-368.

Ripley E.M., Park Y.-R., Li C. et al. Sulphur and oxygen isotopic evidence of country rock contamination in the Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador, Canada//Lithos. 1999. v. 47. P. 53-68.

Sun S.-S., Hoatson D.M. Chemical and isotopic characteristics of parent magmas of the West Pilbara layered intrusions: implications for petrogenesis, magma mixing and PGE mineralization in layered intrusions. Mafic-ultramafic intrusions, West Pilbara block, Western Australia//Aust. Geol. Surv. Org. Bul., 1992, v. 242, P. 141-149.

Sparks R.S.J. The role of crustal contamination in magma evolution through geological time//Earth and Planet. Sci. Letters. 1986. v. 78. P. 211-223.

Watkinson D.H., Ohnenstetter D. Hydrothermal origin of platinum-group mineralization in the Two Duck Lake intrusion, Coldwell complex, Northwestern Ontario//Can. Miner. 1992. v. 30. P. 121-136.

Weiblen P.W., Saini-Eidukat B., Miller J.D. Duluth complex and associated rocks of the Midcontinental rift system//28 International Geological Congress. Field Trip Guidebook T345. 1989. 42 p.

Yang X.-Z., Matsueda H., Ishihara S. Mode of occurence, chemical composition, and origin of Cr-Fe-Ti oxides of the Jinchuan Ni-Cu-PGE deposits, China//Int. Geol. Rev. 1994. v. 36. P. 311-327.

О НЕТРАДИЦИОННОМ ВИДЕ АЛЮМИНИЕВОГО СЫРЬЯ СИБИРИ

Н.М. Кужельный, Н.А. Лизалек

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск, Россия

Иван Кузьмич Баженов большое внимание уделял небокситовым видам алюминиевого сырья Сибири. В 1937 г. он был инициатором организации исследований нефелиновых сиенитов Кузнецкого Алатау для производства глинозема и других важных для народного хозяйства продуктов – цемента и соды. Это его предложение в настоящее время воплощено в практику. Ачинский завод производит глинозем, цемент и содопродукты из нефелиновых сиенитов и в этом году отметил свое 30- летие.

К новому нетрадиционному виду алюминиевого сырья относятся алюминиты ($Al_2SO_4(OH)_4 \cdot 7H_2O$), которые в 30-х годах академик А.Е. Ферсман (1959, с. 92-93) считал высококачественной алюминиевой рудой в случае обнаружения значительных запасов.

На территории Сибири под общим названием алунитов они известны с конца прошлого века (Богданович, 1896). Позднее в 30-х годах нашего столетия они изучались В.П. Масловым (1933) и другими исследователями.

В настоящее время в Сибири работами СНИИГГиМС, ПГО "Иркутскгеология", "Красноярскгеология", "Якутскгеология" установлено более 180 проявлений алюминитов. Наиболее широко они развиты на юге Иркутскогго амфитеатра, Вилюйской и Тунгусской синеклизах, известны также на Таймыре, Алтае-Саянской складчатой области и других местах. Проявления их обычно приурочены к зонам контакта алюмосиликатных и карбонатных (терригенно-карбонатных) пород разного возраста, но чаще юрских и кембрийских (более 50% от общего количества).

На контакте юрских и кембрийских отложений залегают проявления алюминитов в Иркутском амфитеатре (Заларинская и Семеновская группы), на юге Вилюйской синеклизы (Наманинское и др. проявления). В качестве примеров приводим описание наиболее типичных проявлений (Заларинского, Семеновского, Наманинского), расположенных на Сибирской платформе и Большеголоустенского, находящегося в ее складчатом обрамлении (Западное Прибайкалье).

Заларинская группа проявлений алюминита находится на правом берегу р. Залари, восточнее одноименного поселка. Здесь алюминитовый горизонт приурочен к контактовой зоне нижнекембрийских карбонатных пород ангарской свиты и нижнеюрских терригенных образований, содержащих примесь углистого материала. Поверхность карбонатных отложений неровная с карстообразными углублениями. Горизонт с алюминитами в северной части прослежен горными выработками на 1100 м. На юге и востоке из-за большой мощности рыхлых образований он вскрыт только отдельными горными выработками. Общая прослеженная длина горизонта 5,5-6,0 км. Залегает он почти горизонтально и повторяет поверхность карбонатных отложений. Мощность его колеблется от 0,1 до 1,5 м. На юге и востоке продуктивный горизонт сложен округлыми почковидными образованиями алюминита диаметром 0,1-5 см, тесно соприкасающимися между собой; на севере в строении его преобладают плотные и рыхлые агрегаты, густо насыщающие породу. Количество алюминита колеблется от 30-60 до 80-85 %. Содержание глинозема до 49 %. Выше по разрезу в нижнеюрских породах алюминиты присутствуют в виде прожилков, включений, а вокруг линз сидеритизированных песчаников, которые распространены довольно широко, они наблюдаются в виде оторочек мощностью до 10-15 см. В целом юрская толща мощностью до 60 м в той или иной степени алюминитизирована. Ниже рудного горизонта карбонатные отложения пронизаны прожилками алюминита в виде штокверка на глубину 3-4 м и постепенно минерализация затухает.

Главными минералами являются алюминит, присутствует базаалюминит, метаалюминит, параалюминит, гиббсит, гипс, аллофан.

Семеновская группа проявлений расположена на правом борту р. Унги между поселками Мееровский и Семеновский. Алюминитовый горизонт приурочен к зоне контакта гипсоносных карбонатно-терригенных отложений верхоленской свиты и нижнеюрских алюмосиликатных пород с примесью углистого материала, локализируясь преимущественно среди мергелей зеленоцветной окраски. Он горными выработками через 100-1200 м прослежен почти на 16 км. Мощность его колеблется от 1 до 3,5 м, средняя 1,62 м, сложен сплошной рыхлой массой. Реже наблюдаются прожилки, стяжения. Главными минералами являются алюминит, метаалюминит, гипс, присутствует алунит, ярозит, гетит, гидрогетит. Среднее содержание глинозема 22 % в том числе легко растворимого – 15, 13 %.

Наманинское проявление находится на южном борту Вилюйской синеклизы, на правом борту р. Намана в 75 км выше ее устья. Участок сложен терригенно-карбонатными отложениями среднего-верхнего кембрия и перекрывающими их терригенными породами нижней юры. Наиболее обогащенный алюминитами горизонт приурочен к кровле терригенно-карбонатных пород (доломиты, с прослоями известковистых алевролитов, песчаников). Карбонатные породы залегают волнообразно с пологим падением слоев (5-10^0), на контакте с нижнеюрскими (укугутская свита) дезинтегрированы, обохрены, местами наблюдается редкая вкрапленность пирита. Нижнеюрские образования выветрелые, часто превращены в рыхлую песчано-глинистую массу.

Алюминитсодержащий горизонт с перерывами прослеживается в крутом правом борту р.Намана на 1100 м. Мощность его колеблется от нескольких см до 4 м. Ниже в карбонатных породах наблюдаются прожилки алюминита на протяжении 5 м по вертикали. Выше юрские образования также содержат алюминиты в виде "сыпи", линз, прожилков. Количество алюминита в продуктивном горизонте достигает 80-90 %. Среди алюминитов сохраняются реликты карбонатных пород, придающие горизонту полосчатое строение. Главными минералами являются алюминит, базаалюминит, гипс. В небольшом количестве присутствуют (%): гиббсит (до 11), алюмогидрокальцит (до 5), мелантерит (до 11,9), ярозит (до 10,1), пиккерингит. Химический состав по валовой пробе (%): Al_2O_3 – 34,4; SiO_2 – 2,2; Fe_2O_3 – 2,1; $S_{общ.}$ – 10,85; CaO – 1,9; п.п.п. – 57,5; влага – 9,7.

В центральной части проявления, около выхода холодного сероводородного источника наблюдается слой мощностью более 2 м, состоящий из мелантерита, пиккерингита с примесью галотрихита, эпсомита, гипса, алюмогелей, славикита.

Сходное строение имеют и другие проявления, хотя возраст вмещающих отложений как уже отмечалось, может быть различным. Так Тас-Юряхское проявление приурочено к зоне контакта средне-верхнекембрийских и триасовых отложений, Сюльджюкарское – верхнекембрийских и пермских, Нижневилюйские – нижне-среднедевонских и средне-верхнекаменноугольных, Оюсутское – нижнего силура и нижней юры, Ыгыаттинское – ордовикских и нижнеюрских и т.д.

Большеголоустенское проявление находится на западном берегу оз. Байкал, в 5 км юго-западнее пос. Бол. Голоустное. Оно приурочено к контакту алюмосиликатных и карбонатных пород байкальской серии верхнего протерозоя (голоустенская и улунтуйская свиты). Алюминитовая минерализация наиболее интенсивно проявилась в юго-западной и центральной частях минерализованной зоны. В юго-западной части в сланцах трещины различного направления выполнены прожилками алюминита. Мощность их до 2-3 см, в раздувах до 10-15 см, видимая длина до 2 м. Один субгоризонтальный "слой" почти чистого алюминита достигает мощности 30 см. Алюминит наблюдается также в виде гнезд диаметром до 30 см. Иногда алюминит в виде штокверка густо пронизывает сланцы на участках мощностью до 2 м. Он также встречается в виде почковидных образований диаметром до 1-2 см, корок, налетов и т.д. В местах, где отмечаются почковидные образования, сланцы разрыхлены и здесь происходит просачивание воды, в результате высыхания и испарения которой образовались почковидные стяжения алюминита. Подобные же почковидые образования размером в поперечнике до 1,5 см со скорлупковой отдельностью наблюдаются в трещинах, выполненных глиной. Общая мощность минерализованных сланцев на этом участке равна 15-20 м. Но наиболее богатая отмечается в интервале 5-10 м от контакта с доломитами.

Алюминит чаще приурочен к обохренным сланцам. Под микроскопом наблюдается, что обломки гидрослюдисто-хлоритовых сланцев с вкрапленностью окисленного пирита часто окружены корочкой гидрооксидов железа и сцементированы алюминитом. Алюминит, в свою очередь, с поверхности и по трещинам также часто покрывается гидрооксидами железа.

В центральной части проявления сланцы с доломитами имеют тектонический контакт. Сланцы хлорит-гидрослюдистые с вкрапленностью пирита раздроблены и интенсивно выветрелые до гидрослюдисто-каолинитовой глины. Выветрелые сланцы и глины содержат взаимнопересекающиеся прожилки, линзы, желваки, и стяжения, заполненные алюминитом, пара- и базаалюминитом. Наблюдаются также прожилки галлуазита, гиббсита несовершенной структуры. В сплошных массах тонкогольчатого алюминита сохраняются обломки сильно дезинтегрированых сланцев часто обрастающие корочкой гетита. Какого-либо воздействия алюминита на обломки сланца не заметно. Он их просто цементирует. На участках, содержащих параалюминит, нередко в виде примеси наблюдаются гидрослюда и гиббсит, гипс и ярозит. Параалюминит тонковолокнистый, иголочки его размером до 0,1 мм в длину располагаются в субпараллельно. На их фоне наблюдаются реликты первичной породы, к которым приурочены чешуйки слюды, скрытокристаллический гиббсит, оксиды марганца. На удалении от контакта с доломитами алюминит слагает многочисленные различно-ориентированные прожилки мощностью до 1-10 см, линзы неправильной формы, овальные образования диаметром до 0,3-0,4 м. Мощность минерализованных пород 18,3 м. Содержание общего глинозема колеблется в пределах (%) 29,01-46,96, свободного 13,83-35,86, легко растворимого 14,39-30,81.

На генезис алюминитов высказываются различные точки зрения, которые можно объединять в три основные группы:

1 – образование их происходит при формировании кор химического выветривания (Домбровская и др., 1976); 2 – они являются продуктом сернокислотного разложения алюмосиликатных пород в зоне гипергенеза (Кужельный, Кужельная, 1982; Лизалек, Филатов, 1986); 3 – они имеют гидротермальное происхождение (Небокситовое..., 1988). Полученные нами материалы свидетельствуют, что алюминиты являются инфильтрационными, связанными с проработкой серкокислыми растворами алюмосиликатных пород в гипергенных условиях и их нейтрализацией на щелочном геохимическом барьере, который представлен карбонатами и карбонатсодержащими породами. Алюминий выщелачивается из алюмосиликатных пород сернокислыми растворами, возникающими при окислении сульфидов (пирита), серы, сероводорода и т.д.

Здесь же происходит смена окислительных условий на восстановительные. Восстановителями являются углистый, битуминозный и углеродистый материал вмещающих пород, а местами и сероводород, т.к. в некоторых районах развития проявлений алюминитов наблюдаются его выходы. О восстановительных условиях свидетельствуют широко развитые (кроме сульфидов железа – пирита, марказита, мельниковита) минералы двухвалентного железа (галотрихит, мелантерит, ремерит и др.). Заметим также, что почти на всех проявлениях алюминита нижележащие карбонатные (терригенно-карбонатные) породы имеют серую, зеленовато-серую, голубоватую окраску, также свидетельствую-

щие об восстановительной обстановке. Отбеливание терригенных отложений, обусловленное выносом железа тоже указывает на восстановительные условия.

Проявления алюминитов приурочены к зонам повышенной трещиноватости, что обусловливает более интенсивную циркуляцию подземных вод. Кроме того эти зоны более обогащены сульфидами, в связи с чем процессы сернокислотного выветривания здесь обычно интенсивны. Более крупные залежи наблюдаются в местах, где между карбонатными и перекрывающими их алюмосиликатными образованиями отсутствуют водоупорные отложения, затрудняющие движение минерализрванных растворов. Выше продуктивных горизонтов в большинстве случаев находятся водоносные песчаники, пески, галечники, которые также часто минерализованы.

Алюсиликатные породы на проявлениях алюминитов подвергнуты эпигенетической карбонатизации (кальцитизации, доломитизации, сидеритизации). В Тунгусской синеклизе широко распространена кальцитизация, в меньшей степени доломитизация. В Вилюйской синекелизе – доломизация, реже кальцитизация, в Иркутском амфитеатре – сидеритизация, реже доломитизация и кальцитизация. Карбонатизированные породы обычно наблюдаются в виде линз длиной первые десятки метров и мощностью от нескольких см до 2-3 м. Иногда они слагают округлые образования диаметром 2-3 м, располагающиеся на одном уровне, образуя прерывистые "слои" вокруг которых наблюдаются, как уже отмечалось, оторочки мощностью до 10-15 см алюминитов.

Карбонатные породы в приконтактовой зоне также в значительной степени изменены. Они подвергнуты окварцеванию (окремнению), глинизации, огипсованию, омарганцеванию, алюминитизации. Наиболее широко распространено окремнение, при котором известняки и доломиты замещены микрокварцитами с сохранением текстурно-структурные особенностей исходных пород. При глинизации карбонатная составляющая полностью выносится, а терригенная – превращается в глину (каолинитовую, гидрослюдистую). На Большеголоустенском и других проявлениях (Западное Прибайкалье) в шлифах под микроскопом можно наблюдать постепенный переход от доломита в кварц-гидрослюдистую породу с реликтовой структурой доломита.

Огипсование проявляется в несколько фаз, но не повсеместно. Часто оно накладывается на предварительно окремненные, оглиненные карбонатные породы. Первый ее этап предшествует алюминитизации, второй – совпадает с ней, третий – развивается после алюминитизации.

Алюминитизация карбонатных пород накладывается уже на измененные породы. На Большеголоустенском и других проявлениях гидрослюдистая порода, образованная по доломиту, дробится и цементируется алюминитом. В результате скопления гидрослюды погружены в очень плотный опаловидный каменистый агрегат алюминита. Здесь же встречаются брекчированный микрокварцит по доломиту сцементированный алюминитом.

В целом преобразование первичных пород и накопление новых минералов, в том числе алюминита под воздействием минерализованных вод, обогащенных кислородом, серой и органическими кислотами можно рассматривать как инфильтрационно-метасоматический процесс по Д.С. Коржинскому (1969).

Карбонатные породы оказывают существенное влияние на минеральный состав. На проявлениях, где они содержат прослои осадочного гипса, основным минералом является алюминит (Семеновское проявление в Иркутском амфитеатре). На проявлениях, где в карбонатных образованиях гипс присутствует в незначительном количестве, наряду с алюминитом почти всегда присутствует гиббсит. (Заларинская группа проявлений в Иркутском амфитеатре). В тех же случаях, когда в карбонтных породах гипс отсутствует, преобладающим минералом является гиббсит, а алюминит играет подчиненную роль. Строение залежей алюминита также находится в зависимости от состава подстилающих отложений. На гипсоносных карбонатных образованиях превалируют рыхлые агрегаты, а на слабо гипсоносных или негипсоносных – "рудные" горизонты сложены почковидными или плотными разностями алюминитов.

На Сибирской платформе преобладают "стратиформные" залежи алюминитов, а в ее складчатом обрамлении – более сложной формы – линзовидные, штокверковые и т.д.

Практическое значение алюминитов пока не выяснено т.к. исследования их из-за финансовых трудностей прекращено. Имеющиеся данные позволяют рассматривать их как сырье многоотраслевого назначения, из которого можно получать глинозем каогулянт и другие продукты, необходимые в народном хозяйстве (Небокститовое..., 1988).

Литература

Богданович К.М. Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской губернии // Материалы по геологии России. СПб, 1896. Т. 16. – С. 50-61.

Домбровская Ж.В., Яшина Р.С., Пилоян Г.О. Алюминий из зоны окисления пиритизированных сланцев на Байкале. // Коры выветривания. Вып. 15. М.: Наука, 1976. – С. 104-109.

Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности М.: Наука, 1969. – 110 с.

Кужельный Н.М., Кужельная З.В. Сернокислотное выветривание и его роль в образовании руд алюминия (бокситов, алюминита, алунита) // Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 10-14.

Лизалек Н.А., Филатов В.Ф. Геология и генезис алюминитов Сибири // Советская геология. – 1986. №3. – С.41-49.

Маслов В.П. Краткий очерк о рекогносцировочном исследовании алунитов и квасцов по р. Оке (бывш. Иркутский горный округ) // Материалы ЦНИИГРИ. М.:, 1933. 1933. С. 1. – С. 6-21.

Небокситовое алюминиевое сырье Сибири // Мин-во геол. СССР, СНИИГГиМС / Г.Н. Черкасов, А.М. Прусевич, А.Н. Сухарина и др.; М.:Недра, 1988 – 167 с.

Ферсман А.Е. Избранные труды. М: Изд-во АН СССР, 1959, Т.V. – 858 с.

РАПАКИВИПОДОБНЫЕ ГРАНИТЫ В СОСТАВЕ ШАПШАЛЬСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

М. Л. Махлаев, О. Ю. Перфилова
ФГУГП "Красноярскгеолсъёмка", г. Красноярск

В последнее время и в России, и во всем мире реко возросла потребность в облицовочном камне. Очень перспективным сырьем, пригодным для использования в качестве облицовочного материала, являются граниты-рапакиви и рапакивиподобные граниты с овоидными структурами. Они отличаются высокими декоративными свойствами, легко принимают полировку.

Одной из специфических особенностей Шапшальского массива, расположенного в юго-западной части Западного Саяна, является присутствие в нём таких гранитов с овоидными структурами. Впервые они были здесь отмечены в 1960 г. Т. С. Гостевой при геологической съёмке масштаба 1:200000. Особо заострил внимание на наличии таких пород А. И. Науменко. Изучив их состав и структуру, он пришёл к выводу, что налицо "полный набор петрографических признаков, которые позволяют определить их как рапакиви типа выборгитов", что позволило ему отнести эти породы к формации рапакиви и однозначно утверждать, что они имеют протерозойский возраст. При этом положение овоидных гранитов в Шапшальском массиве, характер их взаимоотношений с иными петрографическими разностями остались не рассмотрены. Выводы А. И. Науменко о наличии в Западном Саяне протерозойских гранитоидов, принадлежащих к формации рапакиви, другими исследователями поддержаны не были. Но осталась необходимость разобраться, какое положение занимают эти образования в составе Шапшальского массива и какова их природа. Наши материалы, полученные при геологической съёмке масштаба 1:50000, дают возможность сделать это (Перфилова, Махлаев, 1987).

Шапшальский массив приурочен к сложному тектоническому узлу, в котором сочленяются крупноамплитудные разломы различной ориентировки. Крупнейшие из них - Восточно-Шапшальский надвиг и Чульчано-Карахольский правосторонний сдвиг – разбивают плутон на три тектонических блока: Шапшальский (юго –запад- ный), Чульчано-Козерский (центральный) и Тонгульский (восточный). При этом Шапшальский блок, ограниченный с северо-востока Восточно-Шапшальским надвигом, находится в аллохтонном залегании по отношению к Тонгульскому блоку, а центральный блок, по-видимому, является тектоническим отторженцем восточного, смещённым по меридиональному Чульчано-Карахольскому сдвигу перед фронтом надвигания.

Большая часть Шапшальского массива сложена порфировидными двуполевошпатовыми биотит-роговообманковыми гранитами, которые играют ведущую роль в составе всех трёх тектонических блоков. В гранитах Чульчано-Козерского блока иногда отмечаются единичные овоиды; в составе Тонгульского блока они нигде не обнаружены. Граниты с овоидными структурами широко представлены лишь в одном тектоническом блоке – Шапшальском, главным образом в его северо-восточной части. Они здесь развиты в широкой полосе северо-западного простирания, параллельно Восточно-Шапшальскому надвигу в его тыловой части.

Обе структурные разновидности пород, развитые в северо-восточной части Шапшальского блока – обычные порфировидные граниты и граниты с овоидными структурами - связаны между собой постепенными взаимопереходами. Первые представляют собой массивные породы розовато-серого и розового цвета с гипидиоморфнозернистой структурой основной массы, сложенные кварцем, калиево-натриевым полевым шпатом (ортоклаз- и микроклин-пертитом), плагиоклазом (зональным, от № 45-50 во внутренних зонах до № 28-35 – во внешних), биотитом и роговой обманкой. Содержание темноцветов, среди которых преобладает биотит, в сравнении с гранитами других частей Шапшальского массива повышено до 10-12% (за счёт снижения содержания кварца до 25-27%). Содержание плагиоклаза и калиево-натриевого полевого шпата примерно равное. Акцессорные - магнетит, ильме-

нит, сфен, турмалин, ортит, апатит, циркон, рутил, монацит, молибденит, шеелит, касситерит, редко - торит, анатаз, лейкоксен, ксенотим, альмандин. Размер выделений минералов в основной массе породы колеблется от 1-3 мм 7-9 мм. Порфировые выделения имеют, соответственно, размеры от 1 до 5 см и представлены калиево-натриевым полевым шпатом, кварцем, реже плагиоклазом.

Овоидные граниты отличаются порфиробластической структурой при цементной и пойкилобластической, нередко с элементами милонитовой, структуре основной массы. Главная их особенность – наличие овоидов, представляющих собой округлённые, близкие к изометричным порфиробласты калиевого полевого шпата, часто окружённые тонкой светлой оторочкой. Они слагают от 10 до 50% объёма породы. Состав основной массы близок к составу обычных порфировидных гранитов этого блока. В результате интенсивных динамометаморфических изменений все минералы основной массы сильно деформированы и раздроблены. Размер обломков, как правило, не превышает 0,1-3 мм. Много вторичных минералов: эпидота, серицита, актинолита, гидрослюд и гидрооксидов железа, возникших за счёт наиболее тонкораздробленного материала. Кварц гранулирован, часто полностью перекристаллизован. Биотит нередко развальцован и избирательно замещается хлоритом и мусковитом. Наблюдается интенсивная серицитизация, пелитизация и соссюритизация плагиоклаза, замещение его мусковитом, чешуйки которого ориентируются вдоль спайности. Зёрна ортоклаз-пертита и микроклин-пертита пелитизированы и вследствие этого слегка замутнены. И калиево- натриевый полевой шпат, и плагиоклаз избирательно замещаются свежим решетчатым микроклином.

Размеры овоидов 2-5 см, редко до 7 см в поперечнике. По данным рентгеноструктурного анализа, в их сложении принимают участие и ортоклаз, и микроклин со степенью триклинности 0,93. Обычно они имеют агрегатное строение и нередко цементируют обломки минералов исходного гранита. Отдельные порфиробласты буквально переполнены такими обломками. Иногда наблюдается развитие микроклина по трещинкам в породе. Образование части микроклина, по- видимому, происходило в постмагматический этап одновременно с катаклазом: наряду с часто наблюдающимся залечиванием микроклином трещин в породе и цементацией им обломков исходного гранита, наблюдается и частичное дробление самих микроклиновых порфиробластов.

Оторочка вокруг овоидов имеет ширину 0,1-0,3 мм и обычно сложена мелкозернистым агрегатом кварца и плагиоклаза. Реже наблюдаются прерывистые альбитовые каймы. Помимо образования оторочек, альбит нередко развивается по полевым шпатам в основной массе породы, а также замещает микроклин самих овоидов (отдельные выделения калиево-натриевого полевого шпата почти полностью переработаны в "шахматный" альбит). Такие взаимоотношения указывают, что процесс альбитизации имеет вторичный характер и является более поздним по отношению к калиевому порфиробластезу.

Имеющиеся данные позволяют считать, что граниты с овоидными структурами формируются за счёт обычных порфировидных гранитов в результате наложенных динамометаморфических и метасоматических процессов:

1. Эти породы располагаются в поле обычных порфировидных гранитов и связаны с ними постепенными переходами.

2. Зона их широкого развития структурно приурочена к крупному Восточно-Шапшальскому надвигу и локализована в пределах аллохтонной тектонической пластины, в которой развитие динамометаморфических процессов носит площадной характер.

3. В гранитах с овоидными структурами основная масса повсеместно характеризуется динамометаморфическими структурами с редкими реликтами обычных гранитных структур. Слагающие её минералы подвергнуты сильным вторичным изменениям.

4. Калиево-натриевый полевой шпат овоидов имеет в основном метасоматическое происхождение и сформирован на заключительных стадиях динамомеморфических изменений. Он замещает изменённые минералы основной массы, содержит их реликты в виде включений и сам отличается слабым проявлением деформаций и вторичных изменений, что свидетельствует о росте овоидов позже времени наиболее интенсивного проявления динамометаморфических процессов, вероятно, при заключительных тектонических подвижках. Так как овоиды имеют агрегатное строение, часть калиевого полевого шпата в их составе может являться первично-магмати-ческой, содержащейся в них в качестве таких же реликтов, как и включения других первичных минералов. Именно с такими реликтами можно связать наличие пиков, отвечающих ортоклазу, на дифрактограммах калиево-натриевого полевого шпата овоидов.

5. Приобретение порфиробластами овоидного облика может, как и их частичное дробление, быть связано с заключительными тектоническими подвижками и объясняться "механическим округлением в условиях дифференциальных движений" по Н. Г. Судовикову (Судовиков, 1967). Об этом свидетельствует наблюдаемое в шлифах облекание слабо деформированных овоидов милонитовыми структурами основной массы. Из всех возможных механизмов формирования овоидных структур это единственный, который мог быть реализован в данной геологической обстановке. С ним же может

быть связана и отмечавшаяся ещё Т. С. Гостевой нередко наблюдаемая ориентировка овоидов согласно динамометаморфической разгнейсованности. Формирование кварц-полевошпатовых кайм вокруг овоидов также можно предположительно объяснить катаклазом и последующей перекристаллизацией наиболее тонкораздробленного материала.

6. Самым поздним из всех процессов, с которыми связано формирование гранитов с овоидными структурами, является процесс метасоматической альбитизации, проявившийся по площади очень неравномерно. Его результатом является формирование альбитовых кайм вокруг овоидов и описанное выше избирательное замещение калиево-натриевого полевого шпата. Следует отметить, что альбитизация широко развита и в других разновидностях пород Шапшальского массива.

Таким образом, очевидно, что весь набор структурно-текстурных особенностей и своеобразных черт вещественного состава, присущих рассматриваемым гранитам, обязан своим возникновением комплексу вторичных процессов, наложившихся на обычные порфировидные граниты Шапшальского массива в специфической структурно-тектонической обстановке (в тыловой части крупного надвига). Вторичная природа соответствующих признаков не даёт оснований использовать их для определения формационной принадлежности данных гранитоидов и Шапшальского массива в целом. Ряд особенностей структуры и состава также отличают эти граниты от типичных рапакиви. Во-первых, это повсеместно наблюдающаяся динамометаморфическая структура основной массы и очень широкое развитие в ней вторичных минералов. Во-вторых - кварц-полевошпатовый и альбитовый, а не олигоклазовый, состав оторочек вокруг овоидов. Всё это не позволяет классифицировать овоидные граниты в составе Шапшальского массива как настоящие рапакиви. Более правильным представляется отнесение их к категории рапакивиподобных гранитов, встречающихся в составе плутонических комплексов складчатых областей различного возраста. Соответственно, наличие в составе гранитов с овоидными структурами не может служить критерием для определения возраста Шапшальского массива.

Литература

Судовиков Н. Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. Л., Наука, 1967

.Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л. Новые данные о строении Шапшальского массива в западной части Западного Саяна.// Новые даанные по геологии и полезным ископаемым Красноярского края и Тувинской АССР. Тез. докл. V Краевой конференции молодых специалистов. Красноярск, 1987. - С.57-59.

О РОССЫПНОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ НОВОСИБИРСКОЙ ОБЛАСТИ

Г.В. Нестеренко, С.Р. Осинцев, В.В. Колпаков
Институт геологии СОРАН, г. Новосибирск

Более или менее значимые проявления россыпной золотоносности на территории Новосибирской области достоверно установлены в отложениях трех возрастных уровней: K_2-P; N_2-Q_1 и Q_2-Q_3 (Геологическое строение ...,1998). Все они, в основном, расположены в северо-западной ("Новосибирской") части Салаирского кряжа, в пределах старейшего золотороссыпного Егорьевского района. Кроме того, находки мелкого шлихового золота (размером до 0,5мм) отмечаются в юрских конгломератах северных предгорий Салаирского кряжа. Содержание его знаковое, невесовое (по пробирным анализам до 0,3г/т). Эти находки связываются с аллювием древних юрских речных долин, по которым осуществлялся снос благородного металла с водосборных золотоносных площадей Салаирского кряжа. Отмечается также слабая непромышленная золотоносность современных аллювиальных отложений, как в пределах Салаирского кряжа, так и Томь-Колыванской складчатой области. На территории последней в процессе геологического картирования, в основном в послевоенный период, при проведении шлихового опробования во многих пробах из водотоков обнаружены единичные знаки "косового" золота.

Россыпные проявления верхний мел-палеогенового возрастного уровня относятся к элювиальному и элювиально-карстовому генетическим типам и представлены россыпными концентрациями самородного золота в существенно глинистых образованиях мел-палеогеновой коры выветривания и глинистых же продуктах их ближнего карстового переотложения (Золотоносность кор...,1995,-Геологическое строение...,1998). К настоящему времени силами НГПЭ открыто и разведано Егорьевское россыпное месторождение золота в корах выветривания, включающее 7 разобщенных по площади Егорьевского рудного поля участков-россыпей. Форма россыпей, выделяемых по результатам опробования, при слабо проявленных карстовых процессах соответствует таковой первичной золотосодержащей минерализации, которая здесь представлена преимущественно линейными зонами метасоматитов. В случае же интенсивного проявления процессов механического перемещения глинистых

образований коры выветривания в карстах продуктивные тела приобретают воронкообразную форму. Более типичны линзовидно-линейные залежи северо-западной субсогласной породам субстрата ориентировки. Мощность россыпей колеблется от первых до десяти метров, ширина - от 40 до 240 м, а линейная продуктивность - от 600 до 800кг/км. Длина наиболее крупной Лапинской россыпи около 1,5 км. Глубина залегания россыпей под аллохтонным четвертичным покровом 10-15 метров. От коренного субстраты они унаследуют устойчивые компоненты состава: мусковит (серицит), парагонит, кварц, окварцеванные породы, маршалит и самородное золото. Постоянно в них присутствуют лимониты, в том числе псевдоморфозы по монокристаллам пирита. Пелитовая фракция сложена кварцем, гетитом, каолинитом с примесью того или иного количества иллита, вермикулита, смектита, гидраргилита (Золотоносность...,1995, Геологическое строение...,1998)). Содержание гравитационно извлекаемого самородного золота иногда достигает первых г/м^3 и в среднем на продуктивный пласт составляет 300-400 мг/м^3. Доля его колеблется от 40 до 80%, хотя по результатам одного сопоставления пробирного и шлихового анализа рядовых проб Егорьевского месторождения, содержание валового металла в 3 раза превысило содержание шлихового. Самородное золото в корах выветривания преимущественно реликтовое эндогенное, существенно преобразованное гипергенными хемогенными процессами. Форма и размера его выделений многообразны. По составу "коровое" золото на две трети сложено высокопробным (с пробностью 950-980 промилей) металлом часто с повышенным содержанием ртути. Подобное золото широко представлено в первичных рудных образованиях Егорьевского рудного поля: метасоматитах, кварцево-жильной и кварцево-штокверковой минерализации. Гипергенное преобразованние проявляется в формировании на эндогенной серебросодержащей матрице "бессеребряных" (или почти бесвсеребряных) кайм и фаз, а также в полном очищении мелких золотин от примесей, а также, возможно, в новообразовании таких же выделений путем хемогенного переотложения благородного металла. Доля такого "бессеребряного" золота, включая все перечисленные разновидности, колеблется в пределах 9,5-30%. Подсчитанные запасы самородного золота по Егорьевскому россыпному месторождению превышают 3,5 т. Концентрации золота в корах выветривания, помимо охарактеризованного месторождения, представлены многочисленными площадными литохимическими аномалиями, в разных пунктах "Новосибирского" Салаира (восточный фланг Егорьевского золотороссыпного района, Легостаевское рудное поле).

Россыпные концентрации среднего возрастного уровня отмечены в основании кочковской свиты плиоцен-нижнечетвертичного возраста в случае, когда она залегает на золотоносной коре выветривания. Отмечаются россыпные проявления элювиально-делювиального и возможно аллювиально-делювиального (ложкового) генезиса. Концентрации подобного типа, в том числе с граммовыми содержаниями самородного золота, установлены по отдельным скважинам в процессе поисковых работ, возглавляемых В.В.Нечаевым на водоразделе р.Фомиха - р.Петровка и р.Суенга - р.Кинтереп. Многие особенности состава такие россыпи унаследуют от подстилающих их золотоносных кор выветривания. Они сложены красновато-бурыми глинами с примесью незначительного количества слабо окатанного обломочного материала, среди которого преобладают устойчивые в гипергенной зоне породы: кварц, окварцованные породы, кварциты, лимониты, бокситы. В силу сложных горно-геологических условий их разведки и отработки (большая мощность перекрывающих пустых пород - 20-30 м и более, удаленность от водных резервуаров, небольшие размеры, большие затраты на обнаружение и оконтуривание) такие россыпи практический интерес вероятно могут представить не как самостоятельный объект, а как составная часть золотоносных россыпей кор выветривания.

Золотоносные россыпи средне-верхнечетвертичного возрастного уровня на протяжении более полутора веков были и пока остаются основными (если не единственными) объектами отработки. Генезис их аллювиальный, реже, аллювиально-делювиальный (ложковый) и, в еще меньшей, реже - аллювиальный и элювиально-делювиальный. Все они относятся преимущественно к долинному морфологическому типу, частично "уходя" иногда под "мягкий" увал, сложенный четвертичными суглинками (полупогребенные или частично погребенные россыпи). В последнем случае типичный для долинных аллювиальных россыпей разрез усложняется. В нем над комплексом аллювиальных отложений развиваются покровные "неаллювиальные" суглинки (эоловые, склоновые). Мощность суглинков может достигать 15 м и больше.

Вертикальный разрез собственно аллювиальных россыпей (открытых долинных) однотипен и отличается, главным образом, мощностью составных частей. Верхняя часть (2-3 м и более) сложена супесями, суглинками, илами и глинами пойменных и старичных фаций аллювия. Нижняя часть разреза - русловые фации аллювия (которые и являются золотоносными), обычно представлена песчано-гравийно-галечными отложениями с примесью того или иного количества илисто-глинистой фракции и валунов. Мощность галечников непостоянная и колеблется от 3-4 до 6-7 (редко больше) метров. Состав обломочного материала полимиктовый, отражающий таковой пород водосборных площадей (известняки, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, кварц, разнообразные сланцы и рассланцованые породы, туфы, диабазы, хлоритизированные и эпидотизированные породы). В составе

обломочного материала некоторых россыпей в заметном количестве присутствуют лимонит и бокситовидные породы оолитовой текстуры. В тяжелых фракциях шлихов из россыпей помимо золота постоянно встречаются магнетит, ильменит, циркон, апатит, хромит, киноварь, и спорадически - пирит, сфалерит, галенит. В незначительном, не представляющем практического интереса количестве в золотоносных россыпях характеризуемой территории присутствуют минералы элементов платиновой группы, находки которых известны с середины прошлого века. Платина в виде правильных октаэдров и кубов, совместно с (Ir,Os) встречалась в россыпи р.Фомихи, а также в виде мелких зерен по кл. Пичугин, левому притоку р. Кинтереп.

Плотик россыпей представлен известняками, метаморфическими сланцами и реже метадиоритами. Иногда в подошве аллювиальных галечников развивается слой приплотиковых глин. Рельеф плотика волнистый, нередко (на известняках) со значительными западинами.

Продуктивный золотоносный пласт чаще приурочен к нижней части аллювия русловой фации, иногда захватывая породы плотика на глубину 0,4-1.2 м, что связано в одних случаях с проседанием золотин в породы плотика, и в других - с залеганием россыпи на породах, несущих первичную золоторудную минерализацию. В отношении возраста рассматриваемых россыпей, занимающих наиболее низкое гипсометрическое положение в разрезах рыхлых мезозой-кайнозойских отложений и россыпей полной ясности нет. По нашим представлениям, основаная их часть имеет средне-верхнеплейстоценовый возраст. Молодой современный речной врез во многих случаях не достиг золотоносных пластов, которые перекрываются молодым аллювием. В более редких случаях, в основном в крупной долине р.Суенги, в условиях глубокого вреза, вероятно происходит соответствующее "омолаживание" долинной россыпи. Мощность продуктивного золотоносного пласта чаще колеблется в пределах 1-2 метра.

Содержание золота в песках колеблется в очень широких пределах, достигая в отдельных случаях весьма высоких значений. Так например, в первые годы отработки (до 1860 г.) богатство песков характеризуется следующими значениями - г/м^3 (Геологическое стоение...,1998): р.Фомиха - 1-14,7; р.Суенга у д.Барабаново - 2,7-10,6; р.Березовая, левый приток р.Суенги - 3,6-3,7; р.Каменка (Барабановская), приток Суенги - 1.3-6.7; кл. Пичугина, левый приток р.Кинтереп - 2,0-7,0; р.Верх. Тайлы - 0,7-5,3. Расположенная в вершине последней россыпь ручья Кривая Отнога характеризовалась очень неравномерным содержанием, изменяющимся от 0,6 до 8 г/м^3, а в отдельных гнездах до 18 г/м^3. Содержания в первые граммы на куб. метр практически достаточно часто отмечаются во всех россыпях. Средние содержания в промышленных россыпях постоянно менялись по мере истощения россыпей и снижения кондиций. В последние годы существования СССР в дражную отработку включались полигоны, среднее содержание золота на горную массу в которых составляло 150-200 мг/м^3. Непостоянна и продуктивность четвертичных россыпей, среднее значение которой по россыпям изменяется от первых десятков кг/км^1 для мелких россыпей небольших долин до почти 200 кг/км^1 для крупных и относительно богатых золотоносных долин. Средняя продуктивность наиболее богатых россыпей превышает 150 кг/км^1: Каменка-Барабановская - 189; Фомиха - 184; Мостовая (с логом Кузнечным) - 160; Петровка (с притоками) - 153; Дражные Тайлы - 150 кг на1 пог. км. Преобладающая же часть россыпей характеризуется средними значениями продуктивности порядка 50-100 км/км^1. Все сказанное позволяет отнести рассматриваемые четвертичные россыпи к средней по продуктивности группе.

Характерной особенностью строения четвертичных россыпей является линзовидно- струйчатое распределение золота по латерали, что обуславливает частое чередование обогащенных участков долин с обедненными и даже пустыми. Для Нижне-Суенгинской россыпи, расположенной в наиболее крупной долине, более характерно мелкоструйчато-гнездовое распределение благородного металла. Многие россыпи являются сложными, состоящими из цепи отдельных простых россыпей различной длины и насыщенности. Соответственно и линейная продуктивность в пределах одной золотоносной долины изменяется в очень широких пределах, достигая на отдельных коротких отрезках богатых россыпей 250-300кг/км^1. Прерывистость россыпей может быть обусловлена наличием нескольких питающих источников, которыми могут быть рудные зоны и тела, а также золотоносные притоки и, кроме того, может быть связана с пережимами долин и порогами в плотике, вызванными устойчивыми к размыву породами.

Характеризуемые золотоносные долинные россыпи в пределах Егорьевскго россыпного района распределены неравномерно. Большая их часть (около 60) размещена в бассейне Суенги и заметно меньшая (порядка30) - в бассейне Ика. Россыпи бассейна Суенги в целом более богаты и более крупные по запасам. Вне бассейнов указанных двух рек известны единичные и, за исключением р.Матренки, пока непромышленные россыпи. К ним относятся россыпи, расположенные на юго-восточном фланге Егорьевского золотоносного района (по правым притокам р.Берди), на его северном (истоки р.Тарьсма) и северо-восточном (левые истоки р.Колтырак) флангах, а также за его пределами в Легостаевском рудном узле: 3 бедных непромышленных россыпи: кл.Холодного, левого притока р.Кинтереп, нижнего течения рч.Мурашихи и нижнего течения рч.Талицы. Россыпь кл. Холод-

ного приурочена к русловым отложениям ключа, прорезающего отложения коры выветривания нижнекембрийских известняков, в 1 км выше устья р.Кинтереп. Золотоносными здесь являются глинистые пески с галькой и щебенкой известняков, кварца, песчаников и диоритов. Золото очень мелкое, неравномерно распределенное, содержание его низкое, что и послужило причиной прекращения здесь старательских работ. Аналогичные, но более мелкие россыпные проявления золота отмечаются по рч.Талице, кл.Золотому. Россыпь рч. Мурашихи отличается повышенной водообильностью и неравномерным распределением металла.

К настоящему времени почти все четвертичные россыпи разведаны и большинство из них отработано в начальные этапы подземным мускульным способом выборочно, в более поздние периоды гидравлическим и дражным способами. Из них по различным оценкам получено от 11 до 14 тонн благородного металла. Возможности расширения россыпной минерально-сырьевой базы следует связывать с относительно бедными и нетрадиционными типами россыпей.

В данное время наиболее перспективными представляются следующие типы золотоносных россыпей в первую очередь в Егорьевском золотороссыпном районе: россыпи кор химического выветривания, техногенные долинные россыпи (галечные и эйфельные отвалы, целики); пластовые долинные россыпи мелких и средних водотоков на флангах района, не оцененные поисково-разведочными работами; среднечетвертичные россыпи погребенной речной сети. Достаточно перспективны на россыпи преимущественно мелкого золота наиболее крупные речные долины: Тарсьма и Каурак на северном фланге Егорьевского россыпного района и р.Бердь – на южном. Нельзя исключать и вероятность обнаружения ископаемых россыпей в юрских конгломератах на северном погружении Салаирских структур под Доронинскую впадину. Важным необходимым условием позитивной реализации названных перспективных типов следует считать использование при их поисках, разведке и оценке современных эффективных обогатительных аппаратов типа центробежных концентраторов, поскольку такие россыпи в значительной степени могут слагаться трудно извлекаемым мелким и тонким металлом. Естественно, что определяющим моментом для выяснения рентабельности отработки, будет служить реальная экономическая конъюнктура.

Сейчас, в период перехода золотодобывающей промышленности на разработку коренных месторождений, россыпи приобретают особое значение как индикатор и поисковый признак на этот тип оруденения. При этом индикаторная роль разных типов россыпей золота не одинакова. Наиболее прямым критерием, указывающим не только на вероятное местоположение коренного месторождения, но и на ожидаемые параметры служат россыпи золота в корах выветривания. Последнее обстоятельство связано с тем, что, как отмечено выше, существенного хемогенного перераспределения, концентрирования благородного элемента с новообразованием самородного золота в корах выветривания Салаирского кряжа не происходит. Некоторая концентрация в большей степени обусловлена остаточным накоплением металла в результате выщелачивания из золотосодержащего субстрата химически подвижных элементов и уменьшения его массы. В них преобладает реликтовое эндогенное золото, часто существенно хемогенно преобразованное в результате выщелачивания из него примесей (главным образом серебра). Прекрасным примером указанной роли золотоносных кор выветривания, а также хорошего соответствия с золотосодержащим субстратом служат таковые Егорьевского месторождения.

Достаточно высока, но пока слабо используется поисковая роль на коренное золотое оруденение автохтонных россыпей, в первую очередь долин невысоких порядков. Такие россыпи в случае развития в них остаточного крупного металла являются весьма чутким индикатором местоположения питающих рудных источников. В первую очередь местоположения, поскольку прямой зависимости между параметрами рудного источника и сформированной за его счет россыпи может и не быть. Признаки развития золоторудной минерализации в настоящее время известны в россыпях рек Каменки-Барабановской, Матренки, Суенги, Бол.Тайлов.

Литература

Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири. Т.II. Полезные ископаемые. / Вараксин Ю. Н., Свиридов В.Г., Росляков Н.А. и др. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГиМ, 1998. 254 с.

Золотоносность кор выветривания Салаира. Росляков Н.А.,Нестеренко Г.В.,Калинин Ю.А. и др. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГиМ, 1995. 170 с.

К ПРОБЛЕМЕ ВЫДЕЛЕНИЯ МАНСКОГО ПЛАГИОГРАНИТ-ДИОРИТ-ДИАБАЗОВОГО КОМПЛЕКСА В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

А.Н. Смагин[1], В.П.Парначев[2], А.В.Ренжин[1]

[1] – Ивановская геологоразведочная экспедиция, г. Канск,
[2] – Томский государственный университет, г. Томск

В бассейне верхнего течения р. Маны, на сопряжении докембрийских Канской, Арзыбейской, Дербинской и Манской структур в начале 70-х годов В.И.Ящуком (1975) был выделен кембрийский комплекс интрузий преимущественно основного состава (габбро, габбродиориты и диориты, метасиениты и пироксениты).

Мнения геологов относительно формационной принадлежности этого комплекса разделились. В.И. Тараненко, Б.К. Хрусталев и др., проводившие в этом районе съемочные работы в 1964-1970 гг., считают, что габброидные породы формируются преимущественно в первую фазу становления крупных гранитных массивов кутурчинского комплекса и лишь во вторую фазу дополняются гибридными образованиями основного состава. Л.М. Парфенов (1967) и А.Н. Берзин (1967) относят габброиды к самостоятельным интрузиям диорит-габбрового бильчирского (агульского) комплекса, формирование которого предшествует внедрению гранитоидных массивов позднепротерозойского саянского комплекса. По В.И. Ящуку (1975) формирование базитовых интрузий происходит в среднем-позднем кембрии, ранее становления гранитных плутонов верхнекембрийско-ордовикского кутурчинского комплекса.

В соответствии с точкой зрения В.И. Ящука (1975) в состав манского, существенно габброидного комплекса А.Д. Ножкиным и А.Н. Смагиным (1985) включались крупные (10-30 и до 150 км^2) Малодизинский, Ширский, Нижнеанжинский и другие плутоны, а также множество мелких (0.3-2.5 км^2) пластовых тел, штоков и даек. Интрузии размещаются в породных комплексах разных структур, но тяготеют к зонам разрывных нарушений – производных Главного Восточно-Саянского глубинного разлома. Это рассматривалось как один из признаков генетической общности интрузий. В.И. Ящук (1975) включал в состав комплекса, кроме названных выше, широко известные Аргыджекский, Которьинский, Размановский, Южный, Кулижинский и еще около двух десятков более мелких (1.6-8.0 км^2) массивов. При этом он отмечал некоторую сомнительность такого объединения, принятого на основе общности состава массивов, приуроченности их к пересечениям северо-западных и северо-восточных разломов и локализации преимущественно в обрамлении Манского прогиба среди метаморфических образований Канской и Арзыбейской глыб.

Для интрузий манского комплекса, в предлагаемом авторами объеме, отмечались общие характерные особенности, отличающие их от типично расслоенных плутонов нижнедербинского комплекса И.М. Волохова и В.М. Иванова (1964). В породном составе манского комплекса преобладают амфиболовые (по пироксену) габбро, габбродиориты, реже пироксениты и не фиксируются оливиновые габбро, нориты, троктолиты и анортозиты. Массивы этого комплекса слабо выражены в рельефе и не несут ярко выраженных следов расслоенности, что объясняется, возможно, их плохой обнаженностью и слабой изученностью. Вместе с тем, расслоенный Талажинский анортозит-троктолит-дунитовый плутон А.Д. Ножкиным и А.Н. Смагиным (1985) выделен в самостоятельный одноименный комплекс средне-позднекембрийского возраста и считается аналогом нижнедербинского (Волохов, Иванов, 1964) комплекса. Второй, хорошо расслоенный Размановский массив, пироксенит-габбрового состава известен на сопряжении Манской и Дербинской структур (Ящук, 1975).

В результате исследований А.Н. Смагина и др., (1990-1999 гг.) среди многочисленных существенно габброидных плутонов оказалось возможным выделить раннепротерозойские кулибинский, аргыджекский, которьинский комплексы (Рабочая ..., 1997). При этом в составе манского комплекса остались лишь малые интрузии плагиогранит-диорит-диабазового ряда, представленные штоками, дайками, силлами и пластовыми телами. Они откартированы в юго-восточной части Манского прогиба в бассейне реки Мана и ее притоков (рек Мина, Синер, Кувай, Колба), но известны и в других частях структуры и по ее периферии. Эти тела сложены диабазами, габбро-диабазами, микрогаббро, реже – микродиоритами, диоритами, плагиоклазовыми и плагиомикроклиновыми гранофирами, гранит-порфирами, гранитами и граносиенитами.

Малые интрузии концентрируются преимущественно в осевой части Манского прогиба, где контролируются Горняцко-Таловской зоной разрывных нарушений северо-западной ориентировки и формируют протяженный (130-150 км) и мощный (от 3.0 до 15.0 км) Синерско-Манский пояс (Смагин, Ренжин, 1996), прослеживаемый от рек Кутурчин и Ангул в северо-западном направлении, видимо, до р. Енисей (рис. 1). В пределах изученного нами юго-восточного фрагмента этого пояса (междуречье Мана-Кувай) интрузии часто образуют скопления в узлах пересечения разрывных систем северо-западного и северо-прстирания, а также довольно мощные (3.5-5.5 км) и протяженные (до 25-

30 км) боковые (на северо-восток и юго-запад) ответвления. В узлах разломных пересечений предпочтительно локализуются штоки, дайки и пластовые тела, в то время как протяженные (до 1.5-3.5 км, редко - более) дайки и силлы чаще маркируют трещины северо-западного, согласного с вмещающими толщами простирания.

Характеризуемый фрагмент пояса и малая часть его интрузий выявились в результате интерпретации материалов наземных магнитометрических съемок, которые затем заверялись поверхностными маршрутами и горными выработками.

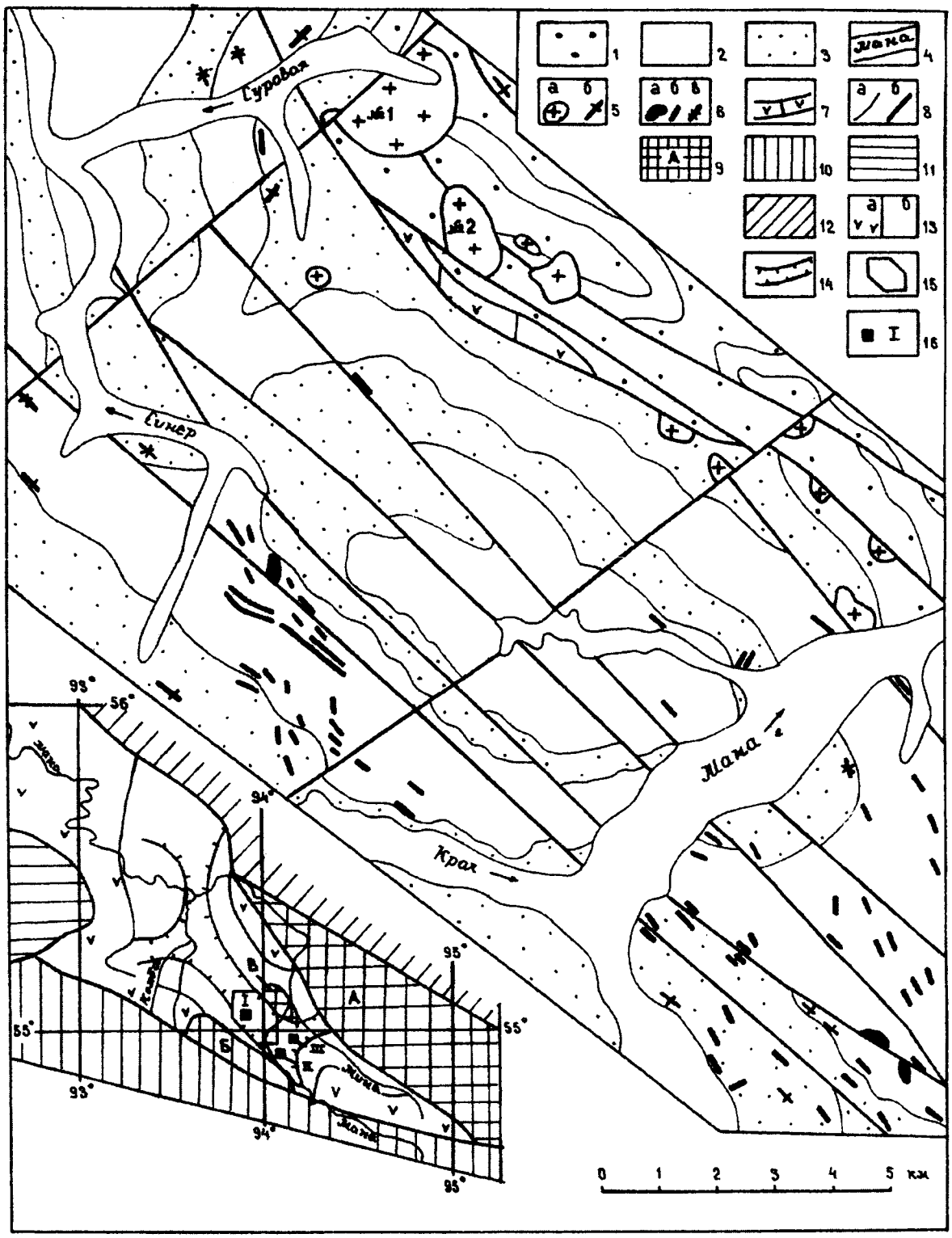


Рис 1. Характер размещения малых интрузий манского комплекса на Выезжелогском фрагменте Синерско-Манского интрузивного пояса и схема расположения этих объектов в Манском прогибе.

1-3 – венд-кембрийская терригенно-карбонатная формация: 1 – терригенные ангульская и лейбинская свиты, 2 – карбонатные солбинская, синерская свиты и нижнекрольская подсвита, 3 – терригенно-карбонатные выезжелогской свиты и нижнекрольской подсвиты; 4 – аллювиальные отложения рек Мана, Крол, Синер и Суровая; 5-7 – манский комплекс: 5а – штоки плагиогранитов, 5б – линзовидные тела, дайки и жилы плагиогранит-порфиров и гранофиров, 6а – штоки и неправильные тела габбро и габбродиабазов, 6б – силлы и дайки диабазов и габбродиабазов, 6в – линзовидные тела и дайки микродиоритов и диорит-порфиров, 7 – зеленосланцевые милониты, возможно, по габбро манского комплекса или базальтоидам рифейского или кембрийского возраста; 8 – геологические границы (а) и разрывные нарушения (б); 9-13 – структуры на схеме размещения Синерско-Манского интрузивного пояса: 9а – раннекембрийские Канская, 9б – Арзыбейская глыбы, 9в – Койский выступ; 10 – раннепротерозойско-рифейский Дербинский террейн, 11а – позднерифейский, 11б – венд-раннекембрийский структурные ярусы Манского прогиба, 12 – Северо-Минусинская впадина, 13 – Рыбинская впадина; 14 – предполагаемые контуры Синерско-Манского интрузивного пояса; 15 – контур Выезжлогского фрагмента Синерско-Манского интрузивного пояса; поисковые участки:16 – Горняцкий (I), Водораздельный (II) и Левотальский (III). 17 – плагио-гранитовые массивы, подвергшиеся в 1999 г. радиологическому (№ 1) и геохимическому (№№ 1 и 2) опробованию.

Контрастными положительными аномалиями лучше фиксируются и, соответственно, лучше изучены тела габбро и диабазов. Однако маломощные силлы и дайки при шаге измерений более 10 м пропускаются, а в маршрутах и горных выработках визуально не узнаются из-за обычного их выветривания и изменения до глинистых и лимонитоподобных пород. Тела гранитоидного состава в силу одинаковых с вмещающими породами магнитных свойств графиками ΔZ и ΔT не маркируются, но лучше сохранились в коренных выходах и обломочных свалах и, как правило, имеют относительно большие размеры. Так как к узлам пересечения разрывных систем тяготеет и рудная минерализация, то лучше изученными и, соответственно, более насыщенные интрузиями оказались площади Горняцкого, Левоталовского, Водораздельного и других поисковых участков (Смагин, Ренжин, Парначев, 1998).

Плохая обнаженность малых интрузий явилась основной причиной их слабой изученности. Только в 90-е годы они были выделены в самостоятельный манский комплекс, тела которого до сих пор большинством исследователей рассматриваются в составе практически всех известных в регионе комплексов послераннекембрийского возраста. Тем не менее, на данной стадии изученности в числе малых интрузий комплекса уже известно около десятка штоков габбро, габбродиабазов, габбропироксенитов, плагиогранитов и плагиогранит-порфиров с размерами от 0.1 до 0.25 км^2. Штоки микроклин-плагиоклазовых гранитов в бассейне рек Синера и Суровой имеют размеры до 0.5-3.5 км^2, но выделялись как гранитные интрузии среднедевонского лутагского (Зенько и др., 1970), среднепозднекембрийского ольховского (Владимирский и др., 1978) или позднекембрийско-ордовикского кутурчинского (Ящук, 1975) комплексов. Более распространенные (около двух десятков) дайковые и линзовидные тела диоритов и диорит-порфиров в бассейне р. Которье, развитые по периферии габброидных массивов, имеют мощность до 50 м и протяженность не более 300-500 м, а в левобережье р. Маны, выше устья ручья Выезжий, их мощность достигает 100-250 при протяженности 0.3-1.1 км. Многочисленные дайки и силлы диабазов, габбро-диабазов и габбро имеют мощность от 0.5 до 10 м, а протяженность до 1.5 км. На участках Горняцкий и Водораздельный, по данным магнитной съемки, зафиксированы и вскрыты канавами дайки протяженностью до 2.0-2.5 км и мощностью 7-10 м. На этих же участках, по интерпретации данных магнитометрической съемки, выявляются дайки протяженностью более 3.5 км. Дайки обычно залегают согласно со слоистостью вмещающих пород и, видимо, частично являются маломощными силлами, обычно совмещенными с зонами послойных разрывных нарушений.

Интрузии манского комплекса размещены преимущественно в терригенно-карбонатных отложениях верхнего рифея (кувайская осадочно-вулканогенная серия), венда (ангалойская, жистыкская и анастасьинская свиты) и нижнего кембрия (солбинская и синерская свиты по А.А. Постникову, 1982). При этом, интрузии среднего и кислого состава, имеющие линейную форму, локализуются большей частью в отложениях нижних свит и подстилающих магматических и метаморфических породах Арзыбейской глыбы. Штоки плагиомикроклиновых гранитов тяготеют предпочтительно к полям развития терригенных и карбонатных пород венда и кембрия в центральной части Манского прогиба (рис. 1). Кроме того, в верховьях р. Суровая в окружении гранитных штоков картируется линза (0.5 х 5.0 км) зеленосланцевых милонитов, которые, скорее всего, образовались либо по габброидам манского комплекса, либо по кембрийским эффузивам основного состава.

В зоне экзоконтактов крупных базитовых тел отмечается ороговикование силикатных и мраморизация карбонатных пород, а также некоторая концентрация и укрупнение тонкорассеянного золота в битуминозных минерализованных известняках. В зоне контактов крупных штоков плагиогранитов фиксируются кварциты с единичными вкраплениями золота, что является прямым признаком перспективности их на поиски золоторудной минерализации. Для эндоконтактовых изменений свойственны ожелезнение, окварцевание, гидрослюдизация, микроклинизация и карбонатизация. Отме-

тим, что в местах скопления малых тел (узлы сопряжения разломов) вмещающие породы – известняки и известковые алевролиты – превращены в доломитовые мраморы, джеспероиды, аргиллизиты и обогащены сульфидами свинца, цинка, сурьмы, мышьяка, ртути, карбонатами висмута и тонкорассеянным золотом.

Петрографическое изучение пород малых тел манского комплекса позволяет отметить несколько специфических особенностей. Во-первых, выявляется широкий спектр изменений состава пород от габбро-пироксенитов и меланогаббро к лейкогаббро и далее габбро-диоритам, диоритам, гранодиоритам, плагиогранитам и граносиенитам. Во-вторых, в зависимости от размеров тел и, видимо, от уровня эрозионного среза, от периферии к центру наблюдается изменение структур (от микропорфировых до полнокристаллических и от микро- до среднезернистых), а также относительного количества и размеров вкрапленников в порфировых и порфировидных разностях. В-третьих, установлено, что породы гранитоидного ряда подверглись более интенсивным автометасоматическим (окварцевание, микроклинизация, мусковитизация, ильменитизация), гидротермальным (гидрослюдизация, цеолитизация, ожелезнение и др.), а затем и гипергенным (до глин и сухареподобных бурых пород) изменениям. Малые тела базитового ряда в силу большей подверженности гипергенным изменениям практически не дают коренных выходов и плохо картируются. Как уже упоминалось, только с помощью наземной магнитометрии устанавливается существенное преобладание тел базитового состава над гранитными интрузиями.

Особенности химического состава пород малых тел манского комплекса охарактеризованы 41 анализом (табл. 1). По петрохимическим данным выявляется широкий спектр пород, базитовый ряд которых представлен габбро-пироксенитами, меланогаббро. Гранитоидная группа состоит из меладиоритов, диоритов, гранодиоритов и граносиенитов. Как и по петрографическим данным петрохимические разновидности группируются в несколько ареалов: граносиенит-плагиогранитовый, диорит-гранодиоритовый и базитовый. О принадлежности гранитоидов к производным фракционирования мантийных базальтоидных магм свидетельствуют крайне низкие и практически равные в габброидах и гранитоидах концентрации радиоактивных элементов: соответственно в габброидах и гранитоидах урана - 1.6 и 1-2 г/т, тория – 2.2 и 3.6 г/т.

Из других петрохимических особенностей манского комплекса обращает на себя внимание, прежде всего, контрастное различие содержаний TiO_2 в габбро и диабазах маломощных даек и силлов (0.26-0.74 %) и габбро штоков (2.15-2.32 %). Плагиограниты подразделяются (табл. 1) на высокоглиноземистые и низкоглиноземистые разности.

Петрогеохимические различия убедительно подтверждают отличие малых тел манского комплекса от других комплексов северо-западной части Восточного Саяна, близких по возрасту и вещественному составу (табл. 2). Петрохимические данные подтверждаются радиогеохимическими характеристиками. По средним концентрациям радиоактивных элементов, даже устойчивого в гипергенных и гидротремальных процессах тория, габбро и диабазы манского комплекса (Th = 2.18 г/т) сходны с пермо-триасовыми долеритами тугачинского комплекса (Th = 2.0 г/т) и позднерифейскими базальтами кувайской серии (Th = 2.4 г/т). Однако, эти породные ассоциации без больших проблем распознаются по геологическим и петрографическим характеристикам. По средним концентрациям урана (1.28 г/т), тория (2.18 г/т) и калия (1.51 %) базиты манского комплекса контрастно отличаются от девонских субвулканических трахибазальтов (0.7 и 2.8 г/т; 1.11 %, соответственно), трахиандезитобазальтов (1.7 и 5.9 г/т; 1.82 %) и трахиандезитов (2.5 и 0.7 г/т; 2.48 %).

Диоритоиды и гранитоиды манского комплекса обнаруживают свойственные только базитам низкие концентрации тория (2.72 и 2.95 г/т), что подтверждает их генетическое определение как конечных продуктов фракционирования базальтовых магм. Гранитоиды других перечисленных выше комплексов обладают несравненно большими концентрациями урана и тория, присущими производным коровых кисло-щелочносалических (гранитных) магм (Смыслов, 1974; Ковалев, 1980 и др.). Такими высокоториеносными, например, являются рассохинские субвулканические гранофиры (20.7 г/т) и гранит-порфиры (17.2 г/т), кутурчинские граниты (26.5 г/т) и диориты (11.2 г/т), а также ольховские микроклин-плагиоклазовые граниты (6.9 г/т) и диориты (9.2 г/т). Выявленные местами сравнительно высокие содержания урана и калия в породах манского комплекса являются следствием интенсивной гидротермальной проработки интрузий и вмещающих толщ (кварц-микроклиновый метасоматоз, развитие аргиллизитов, джеспероидов, метадоломитов и т.д.). Эти процессы, как и другие данные, указывают на перспективность поисков в районах развития таких интрузий радиоактивной и

Таблица 1

Химический состав пород манского комплекса

№№ проб	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	п.п.п.	Сумма
Диабазы, габбродиабазы и микрогаббро малых даек и силлов													
1	47.13	0.74	13.39	9.41	-	0.18	10.76	9.07	2.93	1.04	0.13	5.10	99.88
2	47.55	0.26	17.20	2.43	5.16	0.13	9.14	11.56	0.92	1.67	0.04	3.73	99.58
3	46.56	0.70	12.20	1.79	6.38	0.15	12.10	11.78	2.83	0.45	0.22	4.45	99.61
4	45.89	0.71	12.76	2.16	7.13	0.18	11.31	11.48	2.82	0.70	0.22	4.98	100.34
Среднее	46.78	0.60	13.89	3.95	4.67	0.16	10.83	10.97	2.38	0.97	0.15	4.57	99.92
Габбро и диабазы штоков, протяженных силлов и даек участков Горняцкий и Водораздельный													
5	45.54	2.25	14.56	10.67	-	0.16	8.48	9.47	2.44	1.96	0.76	3.22	99.51
6	44.37	2.15	13.85	10.89	-	017	8.33	9.98	2.37	1.93	0.69	5.27	100.00
7	44.46	2.32	14.31	4.42	7.18	0.16	7.48	9.60	2.15	2.10	0.70	5.06	99.94
Среднее	44.79	2.24	14.24	8.66	2.39	0.16	8.10	9.68	2.32	2.00	0.72	4.52	99.82
Диориты, микродиориты и сиениты бассейна рр. Которье, Синер и Хабайдак													
8	58.79	0.35	18.32	5.83	-	0.28	0.40	7.39	5.95	1.84	0.08	0.48	99.71
9	59.97	0.31	18.86	5.52	-	0.23	0.40	6.97	6.16	1.34	0.08	0.10	99.54
10	63.67	0.47	18.15	4.64	-	0.10	0.87	4.72	3.82	1.85	0.16	1.28	99.73
11	64.46	0.13	17.20	0.42	2.06	0.17	0.15	3.77	6.44	3.86	0.06	0.90	99.61
12	57.90	0.88	17.00	2.93	3.66	0.08	2.90	5.18	4.00	2.60	0.24	3.78	100.15
Среднее	60.91	0.43	17.91	3.87	0.91	0.17	0.94	5.61	5.27	2.30	0.12	1.31	99.75
Граниты, гранофиры, гранодиорит-порфиры и граносиениты бассейна рр. Крол и Синер													
13	62.89	0.34	16.57	5.41	-	0.10	0.81	3.74	4.73	1.54	0.21	3.69	100.03
14	67.54	0.35	16.53	2.78	-	0.07	1.15	1.97	6.17	2.11	0.12	1.30	100.08
15	65.36	0.39	16.31	3.02	-	0.06	1.02	2.38	6.36	2.21	0.13	2.40	99.64
16	66.38	0.36	16.34	3.03	-	0.06.	1.06	1.61	7.49	2.36	0.12	1.31	100.13
17	67.14	0.38	16.23	3.14	-	0.07	1.06	2.06	6.54	2.41	0.13	1.16	100.30
18	65.14	0.47	16.04	3.33	-	0.09	0.75	2.24	6.00	2.69	0.12	3.26	100.14
19	72.56	0.10	15.03	1.43	-	0.07	0.19	0.21	4.84	3.90	0.04	1.69	100.07
20	70.23	0.10	14.85	0.88	0.66	0.09	0.26	2.53	5.00	2.77	0.02	2.33	99.71

№№ проб	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	п.п.п.	Сумма
21	70.25	0.11	15.10	1.95	0.66	0.06	0.06	2.02	5.00	3.00	0.04	1.36	99.60
22	69.57	0.28	15.51	2.48	-	0.06	0.90	1.71	5.59	2.82	0.10	1.17	100.18
23	73.23	0.14	14.51	1.47	-	0.03	0.41	0.12	4.71	4.26	0.04	1.04	99.92
24	73.45	0.15	14.30	1.66	-	0.05	0.43	0.44	3.86	4.38	0.03	1.27	100.01
25	72.94	0.15	14.48	1.86	-	0.06	0.10	0.31	4.72	4.17	0.04	1.12	99.86
26	72.97	0.15	13.93	1.64	-	0.07	0.53	0.71	4.71	3.99	0.03	1.33	100.03
27	70.76	0.24	15.27	2.28	-	0.06	0.88	1.63	4.74	2.88	0.08	0.96	99.79
28	69.00	0.28	12.01	4.61	-	0.12	0.67	3.10	4.64	1.77	0.14	3.88	100.25
29	73.45	0.15	14.34	1.78	-	0.08	0.33	0.41	4.04	4.03	0.04	1.28	99.94
30	72.12	0.16	14.88	1.46	-	0.05	0.28	0.29	6.64	3.61	0.06	0.76	100.31
31	71.12	0.20	15.35	2.40	-	0.07	0.79	1.66	4.50	3.03	0.05	0.77	99.98
32	72.58	0.16	14.42	1.40	-	0.03	0.26	0.26	6.64	.86	0.03	0.73	100.34
Среднее	69.93	0.23	15.10	2.40	0.34	0.07	0.60	1.47	5.35	3.09	0.08	1.64	100.30
Граниты с повышенной глиноземистостью (бассейн р. Синер)													
33	68.21	0.35	15.79	2.80	-	0.08	0.79	2.06	6.34	2.58	0.12	1.37	100.49
34	68.02	0.34	15.88	3.04	-	0.08	1.12	2.15	5.60	2.34	0.10	1.45	100.12
35	68.05	0.34	16.08	2.93	-	0.06	0.76	1.35	6.47	2.46	0.12	1.17	99.79
36	68.64	0.28	16.24	2.53	-	0.07	0.75	1.71	5.96	2.61	0.09	1.78	100.01
37	68.55	0.32	16.33	2.71	-	0.07	1.04	1.72	5.94	2.47	0.11	1.23	100.49
38	68.83	0,38	16.03	2.98	-	0.06	0.80	1.03	5.68	2.79	0.12	1.30	100.00
39	67.89	0.41	16.04	3.08	-	0.06	0.59	2.17	4.10	2.77	0.14	2.62	99.87
40	68.57	0.42	16.35	3.02	-	0.06	0.47	1.43	5.14	2.51	0.14	2.04	100.16
41	70.33	0.28	16.08	2.76	-	0.07	0.95	1.83	3.86	2.82	0.09	0.82	99.90
Среднее	68.57	0.35	16.09	2.87	-	0.07	0.81	1.72	5.45	2.59	0.11	1.53	100.16

Примечание: Определение породообразующих оксидов (мас.%) выполнено химическим методом в лаборатории Ивановской ГРЭ (аналитик Л.И. Разумова) и рентгено-флюоресцентным методом в АЦ ОИГГМ СО РАН (аналитик А.Д. Киреев); (г/т) и К (%) – гамма-спектрометрическим методом в АЦ ОИГГМ СО РАН (аналитик А.С. Степин).

Таблица 2

Средние химические составы пород манского и других близких по вещественному составу комплексов северо-западной части Восточного Саяна

Компоненты	1 (7)	2 (4)	3 (16)	4 (4)	5.(13)	6 (3)	7 (11)	8 (11)	9 (23)	10 (20)	11 (5)	12 (15)	13 (4)	14 (3)	15 (3)
Si_2O	45.93	49.44	46.73	48.40	50.35	65.32	48.30	63.54	70.49	74.66	72.07	75.33	57.43	73.47	56.78
TiO_2	1.30	0.74	1.80	1.96	1.49	0.65	2.21	0.40	0.24	0.23	0.32	0.19	0.94	0.21	0.76
Al_2O_3	14.04	15.48	15.55	14.88	16.45	14.98	14.63	17.05	15.16	13.72	13.93	12.49	17.45	14.18	18.03
Fe_2O_3	5.97	4.77	6.07	4.24	4.92	4.45	11.52	3.64	2.37	1.47	1.80	0.62	3.26	1.87	7.10
FeO	3.69	5.36	7.61	8.86	5.58	2.05	-	0.91	-	0.70	0.98	0.80	4.12	0.94	-
MnO	0.16	0.13	0.19	0.19	0.15	0.11	0.18	0.12	0.07	0.03	0.05	0.04	0.15	0.07	0.16
MgO	9.66	7.53	5.69	6.18	5.82	1.58	6.80	0.96	0.58	0.27	0.25	0.63	2.95	0.41	3.07
CaO	10.41	10.26	9.52	9.98	6.68	1.93	8.31	3.82	1.34	0.82	0.80	0.91	4.93	1.05	4.56
Na_2O	2.35	2.22	2.68	2.29	3.40	4.15	3.26	5.79	5.15	3.14	5.18	3.46	4.48	4.23	4.85
K_2O	7.41	0.34	0.88	1.02	2.06	3.75	0.27	2.26	3.12	3.89	4.23	4.74	2.93	1.76	2.48
P_2O_5	0.39	0.12	0.44	0.29	0.57	0.16	0.24	0.13	0.08	0.14	0.04	0.04	0.33	0.06	0.35
П.п.п.	4.55	5.16	2.67	1.61	2.45	0.68	3.98	1.79	1.45	0.68	0.48	0.53	0.95	1.35	1.51
Сумма	99.86	99.76	99.83	99.90	99.92	99.81	99.70	100.41	100.04	99.75	100.14	99.78	99.92	99.60	99.71
U	1.28	-	0.54	0.7	1.4	2.5	1.2	2.21	1.94	2.8	2.4	5.5	2.1	1.1	1.7
Th	2.18	-	2.0	2.8	4.2	9.7	2.4	2.71	2.95	20.7	17.2	26.5	11.2	6.9	9.2

Примечание: 1 – манский комплекс, габброиды; 2 – шиндинский кломплекс, габброиды; 3-4 – тугачинский комплекс, долериты:3 – район пос. Тугачин, 4 – верховье р. Пойма; 5-6 – верхонерхинская (бужуровская) свита Агульского прогиба, дайки и силлы: 5 – трахибазальты, 6 – трахиандезиты; 7 – кувайская серия, Послоинская структура, базальты; 8-9 –: манский комплекс: 8 – диориты, 9 – гранитоиды; 10-11 – верхонерхинская (бужуровская) свита Агульского прогиба, дайки: 10 – гранофиры, 11 – гранит-порфиры; 12-13 – кутурчинский комплекс: 12 – граниты, 13 – диориты; 14-15 – ольховский комплекс: 14 – микроклин-плагиоклазовые граниты Ольховского массива, 15 – диориты массива руч. Еланного, Арзыбейская глыба.

другой минерализации гидротермально-стратиформного типа, размещенной в отложениях углеродсодержащих терригенно-карбонатных формаций (Критерии ..., 1986).

Таким образом, изложенный материал свидетельствует о наличии в Манском прогибе генетически самостоятельного комплекса малых интрузий (дайки, силлы, штоки линзовидно-пластовые и неправильной формы тела) с широким спектром пород – продуктов фракционирования мантийных базальтовых магм (габбропироксениты – габбро – диабазы – диориты –гранодиориты – плагиогранофиры – плагиограниты – граносиениты. Они размещены преимущественно в породах вендкембрийской терригенно-карбонатной формации Манского прогиба, контролируются зонами и узлами пересечения северо-западных и северо-восточных разломов и образуют сложно построенный Синерско-Манский пояс малых интрузий. Комплекс как самостоятельное магматическое подразделение впервые выделен в 90-е годы (Смагин, Ренжин, 1996), но остается слабо изученным с точки зрения выявления новых тел, уточнения контуров и внутреннего строения всего пояса, петрогеохимии, геохронологии и металлогении. Между тем, подобные исследования весьма актуальны по целому ряду объективных предпосылок.

Во-первых, манский комплекс малых плагиогранит-диорит-диабазовых интрузий предполагает проявление наряду с верхнерифейским кувайским нижне-среднекембрийского бахтинского, по А.А. Постникову (1982), вулканизма. Во-вторых, разломы и сопровождающие их малые интрузии являются рудоподводящей и рудолокализующей системой свинцово-цинковой, золото-карбонат-сульфидной (рассеянного, невадийского типа или типа Карлин, по Критерии ..., 1986) и другой (фосфор, марганец, висмут, сурьма, ртуть и др.) минерализации в доломитах венд-кембрийской формации. На данной стадии изученности эта минерализация представлена Лейбинским и Орешным полиметаллическими месторождениями, россыпным золотом в верховьях рек Таловка и Хабайдак (Смагин, Парначев, Ренжин, 1998), а также проявлениями и прогнозируемыми месторождениями тонкорассеянного золота невадийского типа (Смагин, Парначев, Ренжин, 1998). Названные рудоносные объекты объединяются в Горняцко-Таловскую металлогеническую зону (иди рудоносную структуру), пространственно совпадающую с контурами Манско-Синерского пояса малых интрузий манского комплекса.

Ранне-среднекембрийский возраст манского комплекса принимается на основании прорыва его телами терригенно-карбонатной формации Манского прогиба включительно до нижнекембрийских выезжелогской и нововасильевской и, возможно, до среднекембрийских синерской и шахматовской свит. По свинец-свинцовым термоионным изотопныь исследованиям проб с древних комплексов, окружающих Манский прогиб, имеется много возрастных рубежей в интервалах: 550-540; 450-435; 370-360 и 220-180 млн. лет (определения Л.В. Сумина). Древнее значение, очевидно, фиксирует ранне- среднекембрийское время формирования подавляющей массы интрузий комплекса, а остальные даты – время проявления ордовикской, девонской и мезозойской тектоно-магматических активизаций. Не исключено, что возрастные аналоги плагиогранитов манского комплекса выявлены на Канской глыбе в верховьях р. Кан. Конкордантное U-Pb значение возраста циркона из трондьемита Канского гетерогенного и полихронного массива составляет 555±5 млн. лет (Ножкин, 1997).

Приведенные сведения по геологическому строению, петрогеохимии, металлогении и абсолютному датированию манского комплекса следует считать предварительными. Для подтверждения существования этого магматического подразделения в Манском прогибе и уточнении его минерагенической специализации требуется завершить начатое в 1999 году изотопно-геохимическое изучение базитов, диоритов и гранитоидов, развитых в междуречье Синер-Суровая-Крол-Мана.

Литература

Берзин Н.А. Зона главного разлома Восточного Саяна. М.: Наука, 1967. – 147 с.

Бондарева Д.М. Стратиграфия кембрийских вулканогенно-карбонатных толщ бассейна р. Козыреевой (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1978. № 8. – С. 112-115.

Волохов И.М., Иванов В.М. Нижне-Дербинский габбро-пироксенит-перидотитовый комплекс Восточного Саяна // Геология и геофизика, 1964. № 5. – С. 52-67.

Влодавец В.И. Справочник по вулканологии. М.: Наука, 1984. – 338 с.

Геологическая карта СССП масштаба 1 : 1000000. Лист №-46 (47), Абакан / Владимирский Ю.М., Казаков Ю.Н., Коников А.З. и др. М.: Аэрогеология, 1978.

Ковалев В.П. Герцинский магматизм Предсаянья (радиогеохимия, петрология, реконструкция). Новосибирск: Наука1980. – 424 с.

Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Марков К.А., Михайлов Б.М., Предтеченский Н.Н. и др. Л.: Недра, 1986. – 751 с.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. – 387 с.

Лучицкий И.В. Палеовулканология. М.: Наука, 1985.

Ножкин А.Д. Петрогеохимическая типизация докембрийских комплексов юга Сибири. Диссерт. ... доктора геол.-минер. наук в виде научного доклада. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1997. – 98 с.

Ножкин А.Д., Смагин А.Н. Магматизм северо-западной части Восточного Саяна // Геология и геофизика, 1985. № 10. – С. 45-54.

Парфенов Л.М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. / М: Наука, 1967. – 144 с.

Рабочая корреляционная схема магматических и метаморфических комплексов Восточного Саяна / Смагин А.Н., Ножкин А.Д., Хомичев В.Л. и др. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1997. – 144 с.

Смагин А.Н., Ренжин А.В. О геодинамической природе манского гранит-диорит-диабазового комплекса малых интрузий // Магматизм и геодинамика Сибири. Тез. докл. Томск: ЦНТИ, 1996. – С. 43-44.

Смагин А.Н., Парначев В.П., Ренжин А.В. К методике прогнозирования золотоносности кор выветривания на основе выявления и изучения коренных источников золота в северо-западной части Восточного Саяна // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск: КНИИГиМС, 1998. – С. 249-254

Смагин А.Н., Ренжин А.В., Парначев В.П. Проблемы золотоносности венд-кембрийской терригенно-карбонатной формации Манского прогиба // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Мат-лы науч. конф. Томск: ТГУ, 1998. – Т. 3. – С. 139-141.

Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974. – 231 с.

Постников А.А. Стратиграфия позднекембрийской и раннекембрийской вулаканогенно-осадочной толщи северо-западной части Восточного Саяна // Диссерт. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1982. – 215 с.

Ящук В.И. Магматические комплексы зоны Манского разлома (Восточный Саян) // Диссерт. ... канд. геол.-минер. наук. Канск, 1975. – 114 с.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ Р. ОБИ (ТОМСКОЕ ПРИОБЬЕ)

В.В. Туров, В.Э. Воскресенский, Е.В. Никонова, В.И. Павлотская
Филиал ОАО «Томскнефтегазгеология» Томская геологоразведочная экспедиция, Томск

Россыпные объекты крупных речных долин до настоящего времени остаются слабо изученными, вследствие их невысокой промышленной ценности. Однако эта недооценка оборачивается на практике упущенными возможностями рентабельного попутного извлечения ценных компонентов из песчано-гравийных материалов (ПГМ). Соответственно слабо развиваются и технологии попутного извлечения золота на земснарядах. Золотоносность песчано-гравийных отложений русловой части р. Оби изучалась одновременно с оценкой их промышленной значимости, как строительного сырья. Исследования проведены на шести участках в интервале руслового хода 882-1036 км (Уртам-Красный яр). Для определения содержания россыпного золота в русловом аллювии выборочно опробовано 47 скважин. Отобранные пробы в количестве 124 шт. средним объемом 6 литров были обогащены на концентраторе «Кнелсон-7». Золото после сепарации отбиралось вручную под бинокуляром с параллельным измерением у каждого зерна длины, ширины и толщины, а также определением степени окатанности по пятибальной системе (Табл. 1).Повышенное содержание золота отмечено в песчано-гравийных отложениях Уртамского (882-892 км) и Киреевского (916-931 км) участков, где в каждой пробе установлено наличие гравитационно-свободного золота и в 13 из 33 проб содержание его составило 11-70 мг/м^3. Содержание золота и размерность его частиц, как правило, увеличивается к нижним горизонтам разреза (гл. 5-15 м). Форма зерен чаще тонкопластинчатая и чешуйчатая с неровными краями, реже комковато-уплощенная. Пласт песчано-гравийных отложений мощностью 1,5-7 м залегает на глинистых отложениях палеогена новомихайловской свиты. На других участках, расположенных ниже по течению, содержание золота снижается до 2-12 мг/м^3, знаки золота отмечены в 23 пробах из 91.

Обь, являясь крупной рекой, содержит значительные объемы песчано-гравийных отложений, поэтому при сравнительно невысоком среднем содержании золота прогнозные ресурсы его (рис. 1.) достаточно велики и оцениваются на Уртамском участке в количестве 1400 кг (категория P_2, среднее содержание 24 мг/м^3) и на Киреевском участке –2400 кг (категория P_2, среднее содержание 13 мг/м^3).

Ранее, на примере исследований россыпной золотоносности р. Томи (Мизеров, Черноусов и др., 1971) технико-экономическими расчетами было показано, что при содержании золота в песчано-гравийных смесях более 13 мг/м^3 технологически возможно его попутное извлечение при фракционировании на земснарядах типа ПЧС с рентабельностью до 80 %.

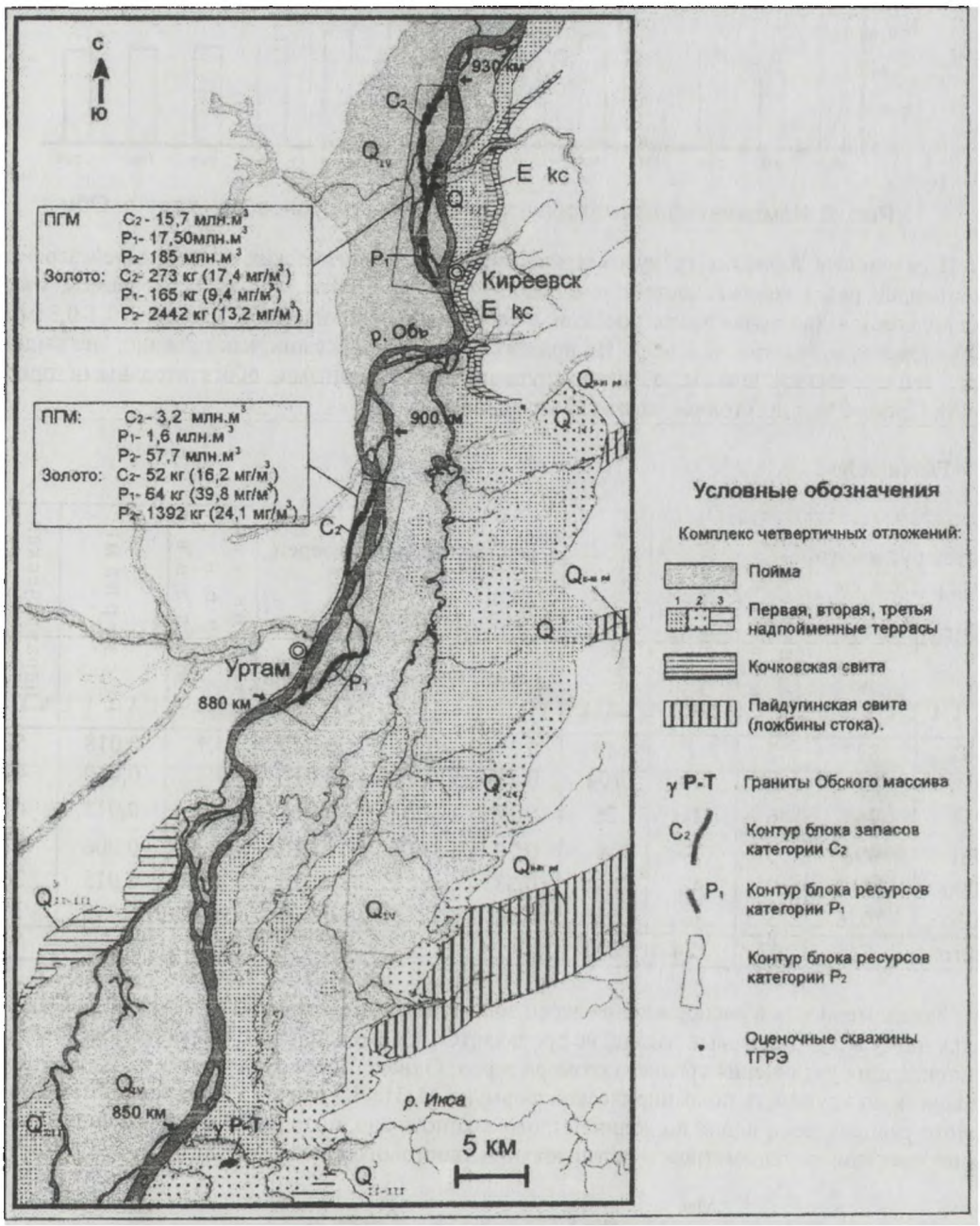


Рис. 1. Схема размещения четвертичных отложений р. Оби
(Составлено по материалам Сильвестрова А.Н.,1997, Михайловского Д.В., 1979)

Область распространения золотоносных отложений, очевидно, выходит далеко за пределы примыкающее к исследуемой площади с правого борта и в виде плаща заполнено русловыми фациями аллювия эоплейстоценового возраста с признаками золотоносности (нижний горизонт кочковской свиты). Поэтому, обозначенные выше ресурсы россыпного золота можно увеличить, как минимум на порядок. Закономерно возникает вопрос об источниках россыпного золота р. Оби.

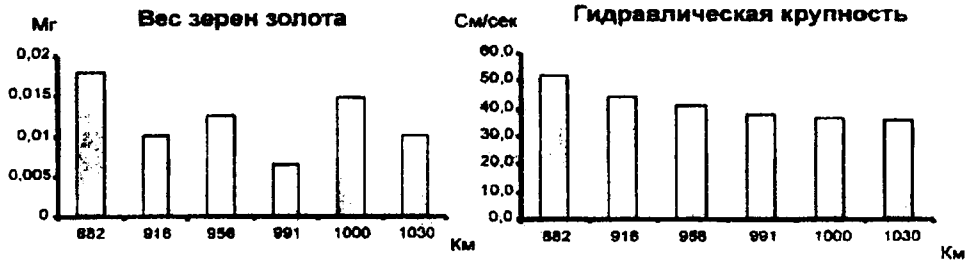


Рис. 2. Изменение параметров зерен золота по русловому ходу р. Оби

В результате изучения гранулометрических и морфологических особенностей зерен золота был установлен ряд закономерностей, позволяющих предположить, что на исследуемом участке р. Оби располагается хвостовая часть россыпи в ее субмикроскопической фракции (0,1-0,3 мм) или, другими словами, – *хвостовой шлейф*. На практике эта часть россыпи, как правило, не выделяется, так как геологическим лотком, а также другими, традиционными, обогатительными приборами (ПОУ-4М, Проба-2М и др.) тонкое золото не улавливается.

Таблица № 1

Участок руслового хода р. Оби, км		Количество скважин, шт.	Количество проб, шт.	Количество зерен золота, шт.	Средние параметры зерен, мм			Окатанность зерен (1-5 баллов)	Вес зерна, мг	Гидравлическая крупность, мм/сек
от	до				длина	Ширина	толщина			
882	892	7	7	45	0,25	0,16	0,025	4,1	0,018	52,1
916	931	19	26	104	0,22	0,15	0,017	4,4	0,010	44,1
958	965	6	21	26	0,27	0,20	0,013	4,4	0,013	41,1
991	996	3	5	4	0,20	0,18	0,010	4,5	0,006	37,8
1000	1018	9	48	14	0,33	0,25	0,010	4,5	0,015	36,5
1030	1036	3	17	7	0,28	0,20	0,010	4,7	0,010	35,7
Всего:		47	124	200						

Закономерность в распределении зерен золота по крупности вниз по течению р. Оби, а также по их среднему весу, на первый взгляд, не проявляется, и даже наоборот, отмечается некоторая нелогичная тенденция увеличения среднего размера зерен. Однако после пересчета этих параметров на их гидравлическую крупность по эмпирической формуле М. И. Львовича (1938) становится очевидным, что золото распределено вдоль по долине строго закономерно, а гидравлическая крупность зерен является определяющим параметром в формировании хвостового шлейфа (Рис. 2).

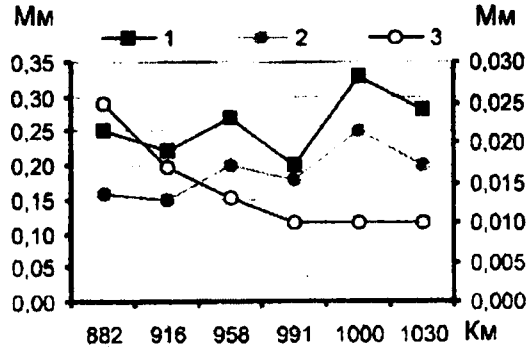


Рис. 3. Морфометрические изменения зерен золота по русловому ходу р. Оби
1. Длина. 2. Ширина. 3. Толщина

Наблюдается явная тенденция увеличения уплощенности зерен золота вниз по течению, возможно в результате их сплющивания, что приводит к некоторому увеличению размеров (рис. 3). Как следствие, коэффициент уплощенности и своего рода «парусность» зерен увеличиваются и, соответственно, уменьшается их гидравлическая крупность. Гидравлической крупностью объясняется, что зерна большего веса в водной среде могут быть относительно подвижнее.

Увеличение среднего размера зерен на нижних участках исследованной части р. Оби можно объяснить также за счет приноса морфологически отличающегося золота рекой Томь.

Математическая обработка результатов оценки гидравлической крупности и окатанности зерен золота выявляет логарифмическую зависимость их распределения вдоль долины реки. При этом степень достоверности аппроксимации является достаточно высокой, соответственно 0,95 и 0,85, что позволяет считать трендовый прогноз их изменения, как вверх, так и вниз по течению р. Оби вполне обоснованным (рис. 4). Логарифмическое распределение показывает, что через 200 км вверх по течению (район г. Новосибирска) среднеарифметическая гидравлическая крупность зерен россыпного золота возрастет до 100 см/сек, что соответствует размеру зерен 0,7 х 0,3 х 0,15 мм. Средняя окатанность при этом уменьшится вдвое, то есть существенно возрастет доля слабо окатанного и рудного

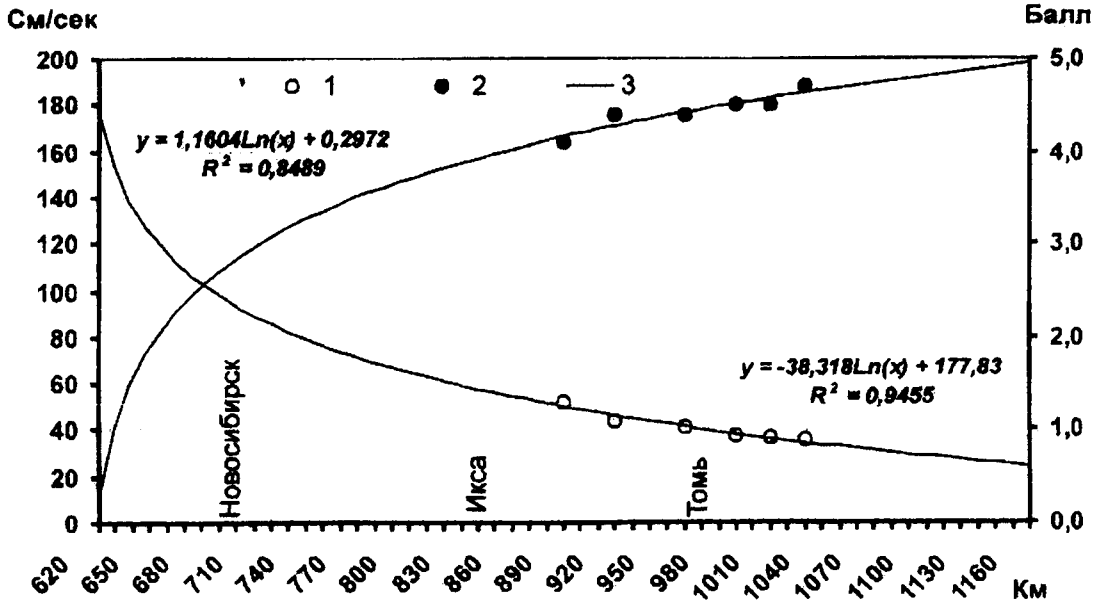


Рис. 4. Тренд-прогноз

1. Гидравлическая крупность (исходные данные). 2. Окатанность
3. Линия тренда. 4. R^2 - достоверность аппроксимации

облика зерен.

На основании этих данных можно предполагать, что дренируемые долиной р. Обь и ее правыми притоками карбонатно-терригенные и вулканогенные породы Томь – Колыванской складчатой области, от г. Новосибирска и выше, до г. Камень на Оби, могут служить коренными источниками россыпного золота. При этом прогнозные ресурсы рудного золота могут быть достаточно велики. Прилегающий к этим областям аллювий должен обладать повышенной россыпной золотоносностью.

В пределах руслового хода 700-850 км (г. Новосибирск - р. Икса) долина Оби активно дренирует граниты Обского и Барлакского массивов, которые также могут служить источником, но уже тонкого россыпного золота.

Таким образом, песчано-гравийные материалы Томского и вероятно Новосибирского Приобья содержат россыпное золото в количествах, могущих иметь определенный промышленный интерес.

Литература

Львович М. И. Гидравлическая крупность россыпного золота / Тр. Треста «Золоторазведка» и НИГРИзолото – М.; Л., 1938, вып.8.

Мизеров Б.В., Черноусов С.И. и др. Аллювиальные и озерно-аллювиальные кайнозойские отложения среднего Приобья / Новосибирск, изд-во «Наука»,1971.

Туров В.В., Поздняков Н.М. Результаты исследований россыпной золотоносности р.Томи / Структурный анализ в геологических исследованиях. Томск: Изд-во Томского у-та, 1999.-С.226-227.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ МЕЗОЗОЙСКО – КАЙНОЗОЙСКИХ ДОНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ СИБИРИ

Р.А. Цыкин, Ю.В. Гусаров, Д.И. Лемешко
Красноярская государственная академия
цветных металлов и золота, г. Красноярск

Красноярский край на протяжении более 160 лет служит одним из основных поставщиков золота в казну государства, причем основное его количество (около 700 т) получено из россыпей. К концу XX в. большинство россыпей выработано. В первую очередь, это относится к первичным концентрациям металла в аллювиальных отложениях русел, пойм, террас и террасоувалов. В основных золотоносных районах выявлены и отработаны многие палеороссыпи полигенетичных отложений подруслового, склонового и междуречного покрытого карста (Хазагаров, 1965; Цыкин, 1998), фрагментов отмершей речной сети, линейных и линейно-площадных кор выветривания. Основным путем поддержания россыпного промысла в последние 10-15 лет является отработка целиков и повторная, нередко – уже многократная промывка техногенных золотосодержащих материалов. Но техногенные россыпи являются бедными и малорентабельными. Следовательно, в ближайшее десятилетие рационально оценить золотоносность полифациальных отложений мезозоя, палеогена и неогена, залегающих в тектонических, карстовых и полигенетичных депрессиях в пределах золоторудных областей.

В Центральной Сибири относительно распространены юрские озерно-аллювиальные отложения. Знаки золота в шлихах получены из них в пределах западной части Ангаро-Вилюйского прогиба и в Зыряновской впадине. Первым автором высказано мнение, что базальные горизонты юры послужили источником золота своеобразных россыпей Александровского узла на западе Аргинского поднятия (Цыкин, 1996). Поиски коренных источников на данной площади успеха не имели. Большинство отработанных россыпей не являлось долинными. Концентрации золота имели гнездовое распространение на склонах и в междуречьях. Пластом служили делювиальные буровато-коричневые суглинки с остроугольными обломками и реже галькой. По-видимому, в конце неогена эта площадь была перекрыта юрскими отложениями, поля которых находятся в обрамлении золотоносного узла. При размыве последних частицы золота, в основном, сохранились и вошли в состав четвертичных отложений.

Повышенные концентрации золота (0,1-1,2 г/т) определены в оксидных марганцевых рудах Порожинского месторождения, имеющих большей частью мезозойский возраст (Пасашникова и др., 1989). В его пределах представляет интерес шлиховое опробование отложений юры, мела, палеогена, неогена и плейстоцена, среди которых есть речные пески с линзами галечников и делювиальные суглинки.

Мел-палеогеновые отложения представляют поисковый интерес на золото в Приангарье Енисейского кряжа. В шестидесятые годы, когда велись поиски и разведка месторождений бокситов карстового морфотипа, отмечались единичные высокие (1-5 г/т) содержания золота в бокситах Татарской группы, Мурожнинском и др. Недавно (данные С.С. Сердюка) видимое золото встречено в линзе бокситов на отрабатываемом месторождении золота Самсон, где пластом являются пестроцветные глины коры выветривания с прожилками и линзами остаточного золотосодержащего кварца. Представляет интерес ревизия на золото палеогеновых бокситоносных отложений многочисленных карстовых депрессий Приангарья. В Южно-Енисейском золоторудном районе достаточно широко распространены элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи палеогенового возраста (месторождения Богородское, Самсон, Боровинское и др.). К карстовому морфотипу отнесена недавно отработанная глубокая Тальская россыпь миоценового возраста (Цыкин, 1998).

Палеоген-неогеновые отложения покрывают площадь около 12000 км^2, включающую северную часть Ангаро-Канской глыбы, междуречье Енисея и Ангары, западную периферию Енисейского кряжа и восточный край Чулымо-Енисейской впадины. Суммарная мощность их 80-150 м. Эти отложения представлены аллювиальными, озерными и болотными осадками олигоцена (бельская свита) и аллювиальными осадками миоцена (кирнаевская свита). Они несогласно залегают на докембрийских, палеозойских и мезозойских образованиях. Наиболее широко эти свиты распространены в Тасеевской, Кулаковской котловинах и Кемском прогибе, в меньшей степени – в Зыряновской и Погромненской котловинах.

На площади Ангаро-Канской глыбы установлена золотоносность неогеновых отложений на правобережье Енисея, где содержание золота в шлиховых пробах составило от первых до 36 знаков (р. Каленга, правый приток р. Большой Бобровки), а также на левобережье Енисея вблизи дер. Российки. Отложения кирнаевской свиты представлены здесь преимущественно галечником кварцевого состава с различной степенью сортированности и запесоченности. Общая мощность свиты около 20 м. По данным шлихового опробования, золото установлено по всему разрезу в количествах от 4 до 20

знаков. Его частицы хорошо окатаны, обычно округлые, реже чешуйчатые и пластинчатые с гладкой поверхностью. По данным спектрального анализа бороздовых проб, содержание составляет от 0,006 до 0,5 г/т Au.

В результате проведенных общих поисков золота по потокам рассеяния на площади центральной части Ангаро-Канской глыбы было выявлено Бобровское россыпное проявление, находящееся в правом борту р. Каленги. По долине реки шлиховым опробованием выявлена золотоносность отложений кирнаевской свиты на всей площади в количестве от 1 до 20 знаков на 20-литровую пробу. Золото в шлихах мелкое, не более 0,5 х 1 мм. В ряде проб содержится пирит и галенит до сотен зерен. Повышенные содержания золота приурочены к галечникам, реже к песчано-галечным горизонтам. По данным анализа бороздовых проб, содержание золота не превышает 0,3 г/т. На площади проявления выявлены его слабоконтрастные геохимические ореолы шириной 250-300 м, длиной до 1,5 км.

Бобровское проявление находится в контуре аномального литохимического поля золота, вытянутого по руслам рек Каленги и Б. Бобровки. Содержание золота составляет 0,1-0,9 г/т, в двух пробах – 2 и 6 г/т.

Установлена повышенная золотоносность (30-300 мг/т) отложений кирнаевской свиты в пределах фрагмента долины Палео-Енисея. В бассейне р. Шумихи вскрыты древние аллювиальные отложения под чехлом среднечетвертичных озерных осадков. В галечниках было обнаружено золото в количестве до 11 знаков, а в песчано-галечном горизонте – весовое содержание.

В бассейне р. Малой Кузеевой изучена Каменская алювиально-делювиальная россыпь, которая представлена толщей несортированных ярких желтых, желто-бурых и беловатых глинистых песков, с большим количеством дресвы кварца и выветрелого полевого шпата. Плотиком россыпи служит поверхность выветрелых коренных пород. Золото неравномерно распределено по всей толще. Преобладают неокатанные частицы, нередко в сростках с кварцем. Часто встречается электрум. В массе золото низкопробное, от 700 до 750 ‰. Среднее содержание составляет 200-300 мг/м^3. Таким образом, заслуживают дальнейшего опоискования отложения кирнаевской свиты в неотектонических депрессиях Ангаро-Канской глыбы и Приангарья.

Золотоносные коры выветривания и зоны окисления выявлены в пределах практически всех рудно-россыпных районов Кузнецкого Алатау. В Кельбес-Золотокитатском рудном районе примером золотоносной коры выветривания является отработанное Ольгинское месторождение. Золотовмещающие образования здесь представлены каолинитовыми глинами, включениями дезинтегрированной до маршаллита кремнисто-карбонатной породы. Среднее содержание золота в них составляло 4,3 г/т, достигая 270-300 г/т. Кроме того, самостоятельным объектом разработки на месторождении явились бурые железняки, залегающие в виде жил и четковидных линз среди каолинов и коренных пород. Среднее содержание металла составляло в них 1,8 г/т. Доказана принципиальная возможность промышленной золотоносности бокситов Барзаской группы месторождений, где содержания золота достигают 3 г/т. Возраст указанных кор выветривания нижнемеловой.

В Саралинском рудном районе золотоносная линейная кора выветривания известна на Юзикском месторождении. Это глинизированная зона окисления, развитая по слабосульфидизированной дайке основного состава. До глубины 12,7 м развита зона глинистого элювия, глубже она сменяется сапролитом. Среднее содержание золота до глубины 24,4 м составляет 13,8 г/т. В первичных рудах оно оценено в 11,1, 9,4 и 0,2 г/т соответственно во вторичных кварцитах, окварцованных доломитах и сульфидизированных диабазовых порфиритах.

В Знаменитинском районе на рудопроявлении ключа Теплого встречена линейно-площадная кора выветривания мощностью до 20-40 м, местами до 100 м. Она представлена дресвой и глиной, развитой по кварцевым диоритам. На контактах интрузивного тела с вмещающими карбонатными породами обнаружены карстовые полости, заполненные глинисто-щебнистым материалом. Среднее содержание золота в элювии составляет 5,7 г/т. Основная масса золота связана с обломочным материалом размером более 10 мм.

В Уйбатском рудном районе развита зона окисления. Она наиболее изучена на Майском месторождении. Здесь золотоносные прожилки кварца (штокверк) пронизывают углеродисто-кремнистые сланцы и вторичные кварциты. Зоны повышенной трещиноватости мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров каолинизированы, отмечается наличие гидрогетита, псиломелана, гидрослюды, гипса, мышьяковых и сурмяных охр. Общая мощность зоны окисления превышает 50 м, в ее верхней части до глубины в несколько метров были развиты нацело глинизированные породы (кора выветривания). Среднее содержание металла по зоне окисления составляло 10-13 г/т.

В Балыксинском районе известно несколько объектов золотоносной линейной коры выветривания мела-палеогена, имеющих значение и как самостоятельные объекты золотодобычи, и как источники питания долинных россыпей (Забияка, Гусаров, 1997).

В Знаменитинском рудном районе известны палеороссыпи практически всех типов – аллювиальные древней гидросети (участок Рождественская терраса), приводораздельные и склоновые карстовые делювиально-пролювиальные (участки Сухие Лога, Белый и Перевальный), подрусловые карстовые депрессии (долины р. Изекиюл, Левой Саралы, Тюхтерека). Характерной особенностью для таких объектов является вид золотоносных отложений – как правило, это пестрые сильно глинистые образования с включениями выветрелых до дресвы и глины окатанных обломков. Мощность продуктивного слоя составляет от 5-8 до 15-20 м, содержание золота от 0,7-1 до 4-10 г/м^3 (Васильев и др., 1994; Цыкин, 1998). Возраст продуктивных отложений и кор выветривания предполагается в интервале от олигоцена до эоплейстоцена.

В Восточном Саяне были отработаны долинные палеороссыпи (Хазагаров, 1965). Золотоносные коры выветривания в этом регионе выявлены на междуречье Кувая и Жаймы, в бассейнах золотоносных рек Осиновки, Павловки, Сисима и Талой и в Ольхово-Чибижекском рудном районе. В основном, развиты линейные и контактовые морфотипы коры выветривания гидрослюдистого и монтмориллонит-гидрослюдистого составов, предположительно неогенового возраста. Участками они содержат промышленное золото. На этих же площадях выявлены золотоносные палеокарстовые отложения. Среди них есть палеогеновые и, возможно, мезозойские генерации (Бабак, Смирнова, 1978). Карстовые россыпи отработаны в бассейнах Сейбы (ручей Владимирский), Павловки, Тинсука и Чибижека. По малым правым притокам Чибижека от золотоносных красноцветных глинисто-песчано-галечниковых отложений неогена (?) отпрепарированы причудливые формы известнякового плотика в виде зубьев и разделяющих их западин (Цыкин, Цыкина, 1978). Кроме отработанных, в Ольхово-Чибижекском районе подготовлено несколько новых объектов россыпной золотодобычи (участки Кора, Высота 830 м, Верхне-Чибижекский и другие), а число перспективных для поисков площадей исчисляется многими десятками.

В депрессиях, потенциально перспективных на поиски древних россыпей, рекомендуется постановка геоморфологического картографирования, геохимических и геофизических поисков с заверкой их результатов горно-буровыми работами. Важное место в поисковом комплексе должно отводиться литолого-стратиграфическим и минералогическим исследованиям.

Литература

Бабак В.И., Смирнова С.Б. Новые данные о возрасте гипергенных фосфоритов Восточного Саяна // Кора выветривания, вып. 16. М.: Наука, 1978. С. 195-205.

Васильев Б.Д., Гудымович С.С., Коптев И.И. Новые данные по геологии Знаменитинского золотоносного района (Кузнецкий Алатау) // Проблемы геологии Сибири. Томск: Изд-во Томск. Гос. Ун-та, 1994, т. 1. С. 174-175.

Забияка А.И., Гусаров Ю.В. Модель золотоносной коры химического выветривания линейного типа (на примере Балыксинского района Кузнецкого Алатау) // Геология и полезные ископаемые Центральной Сибири. Красноярск: Изд. КНИИГГиМС, 1997. С. 223-235.

Пасашникова Г.К., Цыкин Р.А., Костененко Л.П. и др. Порожинский марганцево-рудный район Вороговского прогиба (Енисейский кряж) // Проблемы геологии и металлогении Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1989. С. 23-36.

Хазагаров А.М. Мезозойские и третичные золотоносные россыпи Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 188-198.

Цыкин Р.А. Морфоструктурный анализ хребта Арга // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и республики Хакасия, вып. 3. Красноярск: Изд. ГГП "Красноярскгеолсъемка", 1996. С. 84-86.

Цыкин Р.А. Палеороссыпи золота восточной части Алтае-Саянской области // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск: Изд. КНИИГГиМС, 1998. С. 225-229.

Цыкин Р.А., Цыкина Ж.Л. Карст восточной части Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск: Наука, 1978. 104 с.

ОСНОВНЫЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ГРУППЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ БУРЯТИИ, ОСОБЕННОСТИ ИХ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ И ВОЗМОЖНОСТИ РАСШИРЕНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ

А.С. Яценко, Р.И.Яценко
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Среди золоторудных и золотосодержащих месторождений и рудопроявлений Бурятии выделено на основе классификационной схемы С.Д. Шера (1972, 1974) 9 формационных групп: золото-кварцевая, золото-шеелит-кварц-сульфидная в углеродистых алевросланцах и перемежающихся с ними карбонатно-терригенных породах; золото-сульфидная, золото-кварц-сульфидная в углеродистых алевросланцах и перемежающихся с ними породах; золото-серебряно-кварцевая; золото-колчеданная (золото-сульфидная) в вулканогенных и вулканогенно-терригенных породах; золото-урановая; золотосодержащих железистых кварцитов; магнетитовая, магнетит-полиметаллическая серебро- и золотосодержащая; золотосодержащих конгломератов. При крайне неравномерном размещении золотого оруденения подавляющее число рудных объектов приурочивается к Саяно-Байкальской горной области (СБГО), занимающей большую часть территории Бурятии, а также сопредельные части Иркутской и Читинской областей. В Бурятской части СБГО наибольшее количество месторождений и рудопроявлений золота выявлено в северной и центральной частях Среднего Витима, северо-западной и северной частях Витимского плоскогорья и на Урик-Китойском междуречье в Восточных Саянах (соответственно 38, 18 и 15 %; всего 71 % рудных объектов на всю площадь Республики Бурятия). В этих же районах устанавливается 7, 4 и 3 формационных групп золотого оруденения. Все отрабатываемые ранее и в настоящее время золоторудные объекты Бурятии также находятся в упомянутых районах, общая площадь которых составляет менее 15 % площади региона.

Еще В.А. Обручевым (1961) на рубеже двух столетий отмечено широкое распространение даек пород основного-среднего состава в центральной части Ленского района (то есть севернее Бурятии), где отрабатывались наиболее богатые в исторический период россыпи золота, а затем были выявлены эндогенные месторождения и многочисленные рудопроявления, представленные золото-кварцевыми жилами и золотосодержащими сульфидными, кварц-сульфидными прожилково-вкрапленными зонами, залегающими в углеродсодержащих «черных» алевросланцах и перемежающихся с ними породах. В бассейне р. Бодайбо впервые для СБГО установлена длительность формирования золоторудных объектов (в геолого-историческом аспекте) по фактам наложения золото-кварцевых жил на дайки пород основного состава и пересечения близко расположенных других золото-кварцевых жил дайками пород близкого состава (Шер, 1959). Длительность формирования золотого оруденения и многоэтапность образования даек пород основного-среднего состава подтверждены геологическими исследованиями в 1980-1990-ых годах и по территории Бурятии во всех трех вышеупомянутых районах с повышенной распространенностью месторождений и рудопроявлений золота (Васильченко, 1980; Чернов, 1980; Кучеренко, 1992).

Прямая связь между интенсивностями распространения даек пород основного- среднего состава и месторождений и проявлений золота различных формационных групп отсутствует. Более интересные рудные объекты расположены на участках разрывных зон с повышенной искривленностью не только по простиранию, но и по падению, в том числе во вмещающих углеродсодержащих слоистых толщах. Здесь отчетливее пространственно обособлены поздние, наиболее продуктивные минеральные ассоциации, чаще образовывались рудные тела, приемлемые для отработки по геометрическим параметрам и содержанию золота.

Наибольший практический интерес в настоящее время представляет золото-кварцевая формационная группа месторождения Ирокинда Средне-Витимской горной страны ввиду достаточных для отработки геометрических параметров, выдержанности оруденения при высоких содержаниях золота. Вторым по значимости отрабатываемым рудным объектом Бурятии являются золото-сульфидные, золото-кварц-сульфидные зоны в углеродистых алевросланцах и перемежающихся с ними породах рифей- нижнепалеозойского возраста Холбинской группы месторождений Восточных Саян, характеризующихся большими геометрическими параметрами, но сравнительно низкими содержаниями золота. С общегеологической позиции и по аналогии с известными месторождениями Центральных Кызылкумов рекомендуем мы обратить самое пристальное внимание на необходимость специализированного изучения золото-шеелит-кварц-сульфидных зон в углеродистых алевросланцах и перемежающихся с ними карбонатно-терригенных образованиях рифей-нижнепалеозойского возраста на левом склоне долины р. Витимкан в северо-западной части Витимского плоскогорья (Яценко Р., 1988; Яценко Р., Яценко А.,1995; Яценко А., Яценко Р., 1996). К первоочередным объектам постановки геологоразведочных работ относим также золотосодержащую сульфидную, кварц-сульфидную зону

(возможно, несколько сближенных зон) в углеродистых алевросланцах и перемежающихся с ними кварцитах и мраморизованных известняках рифейского либо нижнепалеозойского возраста, вскрытую с поверхности мелкими канавами на межозерном перешейке озер Большое и Малое Копылюши (северная часть Витимского плоскогорья). Зона сопровождается геохимической аномалией молибдена, ванадия, никеля, кобальта, урана. Характерное сочетание элементов не исключает возможности выявления здесь при целенаправленной оценке объекта не только золотого, но и платиноидного оруденения (Лаверов и др., 1997).

Золотосодержащие железистые кварциты со значительными содержаниями золота по отдельным пробам (до 1-10 г/т) установлены только в докембрийских стратифицированных образованиях Северного Прибайкалья (бассейны рек Тыя, Олокит, Абчада к северу и северо-востоку от оз.Байкал). Этот тип оруденения систематически еще не изучен, но, безусловно, относится к перспективному в СБГО, так как широко распространен на земном шаре (Бразилия, Австралия, Украина и др.) и играет заметную роль в золотодобыче.

В сложившейся коньюктуре на рудное золото перспективы формационных групп золото-серебряно-кварцевой, золото-колчеданной (золото-сульфидной) в вулканогенных и вулканогенно-терригенных породах, золото-урановой и магнетитовой, магнетит-полиметаллической серебро- и золотосодержащей смотрятся как проблематичные по разным причинам. К главным негативным факторам, которые будут сдерживать золотодобычу еще довольно длительное время, относим сравнительно небольшие размеры участков рудных тел с повышенными и устойчивыми содержаниями золота, резкое преобладание в весовом количестве очень мелкого золота (менее 5-10 микрон), комплексность оруденения, когда в регионе и на сопредельной территории известны довольно многочисленные альтернативные объекты других формационных групп с более богатыми и технологичными рудами золота. Проявления рассматриваемых формационных групп с комплексным оруденением и при явно повышенной значимости золотого относятся в настоящее время к мало встречаемым на всей территории Бурятии, в том числе в упомянутых выше трех районах СБГО с частой распространенностью золоторудных объектов и разновозрастными дайками пород основного-среднего состава.

Золотосодержащие конгломераты установлены в образованиях нескольких стратиграфических уровней от раннего докембрия (по южному и восточному обрамлениям Северо-Муйской глыбы в бассейнах рр. Самокут, Булунда, руч. Каменного) до мезозоя. Содержание золота в отдельных пробах нескольких рудопроявлений составляет до 10-500 г/т, но устойчиво повышенные концентрации золота еще не обнаружены, в силу чего этот тип оруденения не относится к перспективному, могущему заинтересовать потенциальных инвесторов.

Наряду с перечисленными формационными группами, в южной и юго-восточной частях территории Бурятии (то есть вне контура СБГО) отмечаются золотосодержащие кварц-халцедоновые жильно-прожилковые рудопроявления «балейского типа». Рассматриваемые рудопроявления пока еще не выделяются нами в самостоятельную группу в связи с явной недостаточной изученностью. Дальнейшее геолого-поисковое изучение отдельных рудопроявлений «балейского типа» считаем вполне целесообразным, так как это позволит, прежде всего, уточнить геометрические параметры оруденения и разработать стратегию исследований эндогенной золотоносности применительно к территории с резким преобладанием закрытых и полузакрытых природных ландшафтов.

В целом, расширение геологоразведочных работ на рудное золото в Республике Бурятия несомненно актуально в связи с положением региона в экономически гораздо более освоенной части Южной Сибири, чем северные и северо-восточные регионы, которые более отдалены от главных транспортных артерий Российской Федерации. Все выделяемые, а также, возможно, и новые для региона золоторудные формационные группы заслуживают дальнейшего изучения с учетом ориентированности на полную или частичную отработку месторождений в зависимости от геометрических параметров оруденения, качества руд, технологических проблем, экологии окружающей среды.

При изучении месторождений и рудопроявлений золота необходимо учитывать неповсеместность распространения сравнительно легко открываемого оруденения больших и средних глубин с вертикальным диапазоном развития до 1000-1500 м в одних и тех же мелких блоках (Каралонское поле в Среднем Витиме, Холбинское поле в Восточных Саянах и др.). На нескольких рудных полях региона отмечается трудноотрываемое «слепое» и «полуслепое» близповерхностное - среднеглубинное золотое оруденение с небольшим вертикальным диапазоном развития (100-300 м) в одних и тех же мелких блоков (Ирокиндинское поле в Среднем Витиме; Яценко А., 1995). Здесь даже при значительной вертикальной расчлененности рельефа объективная оценка перспектив близповерхностного - среднеглубинного золотого оруденения может быть затруднена, когда в сопредельных мелких блоках на дневную поверхность выходят различные уровни последнего.

Авторы проведенных металлогенических исследований сознают всю сложность постановки новых широкомасштабных геологоразведочных работ на рудное золото, но считают, что эти работы

позволят конкретизировать наши представления о минеральных ресурсах Бурятии и более рационально подойти к проблемам разведки и отработки месторождений.

Литература

Васильченко В.В. Основные черты геологии Икат-Багдаринского вольфрамоносного района // Новые данные по геологии, критериям поисков и оценки вольфрамового оруденения Забайкалья. М.: ВИМС, 1980. С.6-21.

Кучеренко И.В. Магматогенное золотое оруденение в структурах допалеозойской складчатости (на примере южного обрамления Сибирской платформы). Автореф.дис. ... докт.геол.-минерал.наук. М.: ИГЕМ РАН, 1992. 42с.

Лаверов Н.П., Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л. и др. Платина и другие самородные металлы в рудах месторождения Сухой Лог // Докл.РАН. 1997. Т.355. №5. С.664-668.

Обручев В.А. Избранные труды. Т.III. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 568с.

Чернов Б.С., Апельцин Ф.Р., Колесников Е.М. Особенности рудопродуктивного гранитоидного магматизма Икат-Багдаринского района // Новые данные по геологии, критериям поисков и оценки вольфрамового оруденения Забайкалья. М.: ВИМС, 1980. С.21-41.

Шер С.Д. Жильные изверженные породы основного состава в бассейне р.Бодайбо и их соотношения с кварцевыми жилами // Сборник материалов по геологии цветных, редких и благородных металлов. Тр. ЦНИГРИ. Вып.4. 1959. С.104-114.

Шер С.Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М.: Недра, 1972. 296с.

Шер С.Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М.: Недра, 1974. 256с.

Яценко А.С. Структурная зональность оруденения как поисковый критерий на месторождении золота Ирокинда // Изв. вузов. Геология и разведка. 1995. №4. С. 73-79.

Яценко А.С., Яценко Р.И. Золотые и золотосодержащие рудные формации венда - раннего палеозоя Байкало-Витимского региона притрассовой полосы БАМ // Палеогеография венда - раннего палеозоя. Екатеринбург, 1996. С.166-168.

Яценко Р.И. Пространственная разобщенность золотого и золото-редкометалльного оруденения в одном из блоков земной коры // Геологические проблемы освоения месторождений цветных металлов Бурятии. Улан-Удэ, 1988. С.26-38.

Яценко Р.И., Яценко А.С. Разрывная рудоконтролирующая тектоника и золотоносность Карафтит-Багдаринского блока (Забайкалье) // Изв.вузов. Геология и разведка. 1995. №5. С.88-94.

2.Минералогия. Геохимия. Петрология. Минерагения

ГЕОХИМИЯ ЗОЛОТА НЕЖДАНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В.В. Алпатов
Институт геологических наук СО РАН, г. Якутск

Нежданинское золоторудное месторождение является одним из наиболее крупных на Северо-Востоке России. Оно расположено в северной части Южно-Верхоянского сектора Верхояно-Колымской складчатой области. Золотое оруденение контролируется субмеридиональными разрывными нарушениями сдвигового характера, к которым приурочены рудные зоны, сложенные двумя типами руд – вкрапленным и жильно-прожилковым, в оперяющих широтных и северо-западных. нарушениях отрыва локализуются сульфидно-кварцевые жилы и жильные зоны, сложенные одним – жильно-прожилковым – типом руд. Поземными горными выработками и скважинами месторождение разведано на 1600 м по вертикали.

Формированию золотого оруденения предшествовали региональный метаморфизм хлорит-серицитовой фации вмещающих углеродистых терригенных пород нижней перми и их дорудная березитизация (Алпатов, 1997; 1998). При анализе содержаний золота в метаморфических кварц-хлорит-альбит-серицитовых породах рудовмещающей джуптагинской свиты на Нежданинском месторождении в шлифах проводился контроль за отсутствием метасоматических изменений, и прежде всего изменений этапа дорудной березитизации, не сопровождающихся вкрапленностью сульфидов. Полученные значения содержаний (табл. 1) вследствии этого в 1,5-2 раза ниже средних значений, полученных другими исследователями (Кокин, 1989; Коробицын, 1993) для продуктивных отложений ранней перми Южно-Верхоянского синклинория. В целом можно отметить повышенную золотоносность алевролитов по сравнению с песчаниками.

При дорудной березитизации, связанной с замещением хлорита железистыми карбонатами - сидероплезитом, анкеритом и серицитом-фенгитом, происходило повышение содержаний золота в метасоматитах по сравнению с исходными метаморфическими породами. Во внешней зоне апоалевролитовых дорудных березитов привнос Au незначительный. В большей степени золото накапливается в тыловой кварц-карбонат-альбит-серицитовой зоне, где наблюдается полное замещение хлорита и золотоносность пород увеличивается в среднем в 3 раза. Для дорудных березитов в целом характерен высокий коэффициент вариации, свидетельствующий о значительной неоднородности в распределении содержаний золота в них.

Более существенный привнос золота происходил во время золоторудного этапа при рудосопровождающей березитизации и последующем формировании сульфидно-кварцевых жил.

Процессы рудосопровождающей березитизации происходили в условиях тангенциального сжатия при фильтрации гидротермальных пород, содержащих S, As, Au и ряд других рудогенных компонентов, вдоль зон тектонитов, представленных зонами смятия, милонитизации или брекчирования. При березитизации происходило замещение альбита кварцем и серицитом, а также железистых минералов – карбонатов и серицита-фенгита – их менее железистыми разновидностями – доломитом и серицитом – в ассоциации с сингенетичными пиритом и арсенопиритом. При этом происходило формирование зональных метасоматических ореолов и связанных с ними ореолов синберезитовой сульфидизации пород, в которых выделяются внешняя и тыловая зоны. Границы внешней кварц-карбонат-альбит-серицитовой зоны колонки совпадают с границами внешней пиритовой зоны ореола синберезитовой сульфидизации, также имеющим зональное строение.

Таблица 1. Среднее содержание золота в породах и рудах Нежданинского золоторудного месторождения

Зоны метасоматитов	n	Содержание Au, мг/т		V	$K_н$
		средн.	ст. откл.	%	
	Алевролиты				
	Исходные породы				
Кварц-хлорит-альбит-серицитовая	47	5,3	1,3	25	1
	Дорудные березиты				
Кварц-хлорит-альбит-карбонат-серицитовая	46	6,2	14,9	240	1,2
Кварц-карбонат-альбит-серицитовая	34	16,4	32	195	3,1
	Рудосопровождающие метасоматиты				
	Кварц-карбонат-серицитовая фация				
кварц-карбонат-альбит-серицитовая	153	716	1248	174	135
кварц-карбонат-серицитовая	218	2301	1801	78	434

кварц-серицитовая*	15	2396	1835	77	452
монокварцевая*	5	2167	1250	58	409
	Кварц-карбонат-альбит-серицитовая фация				
кварц-карбонат-альбит-серицитовая-внешн.	27	459	420	91	87
кварц-карбонат-альбит-серицитовая-тылов.	25	1905	1562	82	359
кварц-карбонат-серицит-альбитовая*	11	2500	1718	69	472
кварц-карбонат-альбитовая*	23	2370	1250	53	447
	Песчаники				
	Исходные породы				
кварц-хлорит-альбит-серицитовая	4	3,3	4,5	136	1
	Дорудные березиты				
кварц-хлорит-альбит-карбонат-серицитовая	15	17	24	141	5,2
	Рудосопровождающие метасоматиты				
	Кварц-карбонат-серицитовая фация				
кварц-карбонат-серицитовая	11	1307	1475	113	396
	Кварц-карбонат-альбит-серицитовая фация				
кварц-карбонат-альбит-серицитовая-внешн.	18	392	418	107	119
кварц-карбонат-альбит-серицитовая-тылов.	5	1100	857	78	333
кварц-карбонат-альбитовая	10	1475	1184	80	447
	Сульфидно-кварцевые жилы				
Различные зоны метасоматитов	287	4990	11,5*	152	970

Примечание. * - из участков локального растяжения; средн. – среднее арифметическое, ст. откл. – стандартное отклонение (для сульфидно-кварцевых жил соответственно среднее геометрическое и стандартный множитель), V – коэффицент вариации, Кн – коэффицент накопления по сравнению с исходными породами. Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГН СО РАН (количественный спектральный анализ).

Полное замещение альбита кварцем и серицитом в тыловой зоне колонки, отбивающейся по интенсивному замещению альбита серицитом и соответственно по резкому снижению содержаний Na и повышению содержаний K, наблюдается в рудных телах выше уровня 400-500 м и здесь по минеральному составу метасоматитов тыловой зоны выделяется кварц-карбонат-серицитовая фация рудосопровождающих березитов, а ниже этого уровня – кварц-карбонат-альбит-серицитовая. При локальном приоткрывании в условиях раздвиго-сдвигов в пределах тыловых зон рудосопровождающих березитов кварц-карбонат-серицитовой фации формируются кварц-серицитовые и монокварцевые метасоматиты, а в березитах кварц-карбонат-альбит-серицитовой фации – кварц-карбонат-альбитовые метасоматиты, являющиеся переходными типами пород между метасоматитами и жильными образованиями. В границах тыловых зон колонок локализуется арсенопирит-пиритовая зона ореола синберезитовой сульфидизации.

Во внешних зонах рудосопровождающих березитов наблюдается резкое увеличение концентраций Au (в 87-135 раз) по сравнению с исходными породами. Основным концентратором золота является пирит, распределение содержаний золота в нем подчиняется логнормальному закону распределения, а средние содержания Au отвечают 4-6 г/т при колебаниях от 1 до 20 г/т (табл.2). В целом наблюдается хорошая сходимость аналитических данных по метасоматитам и баланса золота, учитывающего содержания золота в минералах-концентраторах и содержания этих минералов в метасоматитах.

Таблица 2. Золотоносность сульфидов из рудосопровождающих березитов Нежданинского месторождения

Минерал	n	Содержание Au, г/т		Среднее содержание
		среднее	станд. множ.	минерала, %
		Кварц-карбонат-серицитовая фация		
Пирит внешн. зоны	96	6	2,57	2,70

Пирит тылов. зоны	173	25	2,84	3,01
Арсенопирит тылов. зоны	193	71	2,95	2,02
		Кварц-карбонат-альбит-серицитовая фация		
Пирит внешн. зоны	20	4	2,82	1,65
Пирит тылов. зоны	25	17	2,37	2,46
Арсенопирит тылов. зоны	49	27	2,51	4,65

Примечание. Атомно-адсорбционный анализ, анализы выполнены в ИГН СО РАН.

При формировании тыловых зон рудосопровождающих березитов концентрации золота увеличиваются, основным концентратором золота в метасоматитах становится арсенопирит, концентрации Au в нем по сравнению с пиритом выше в 1,5-3 раза (табл. 2), распределение содержаний золота в нём также подчиняется логнормальному. Золотоносность арсенопирита увеличивается по восстанию рудных тел с первых десятков до сотен г/т, однако золотоносность метасоматитов тыловых зон рудосопровождающих березитов на верхних и нижних уровнях рудных тел довольно близка и по средним значениям, и по коэффициенту вариации золотоносности (табл. 1). Это связано с тем, что по восстанию рудных тел, что отвечает направлению фильтрации гидротермальных растворов и направлению разрастания концентрационных инфильтрационных фронтов отложения метасоматических сульфидов, уменьшается как содержание арсенопирита, так и общее количество метасоматических сульфидов (табл. 2).

При массовом приоткрывании трещин происходила структурная перестройка гидротермальной системы, формировавшей Нежданинское месторождение, заключавшейся в фильтрации гидротермальных растворов по открытым трещинам, прекращении инфильтрационного метасоматоза и формировании жильного сульфидно-кварцевого оруденения с видимым золотом. Последнее локализуется как в сдвиговых структурах, как и вкрапленнное оруденение, так и в оперяющих нарушениях отрыва, где наблюдается только жильно-прожилковое оруденение. Жильные сульфидно-кварцевые руды характеризуются более высокими содержаниями золота и высоким коэффицентом вариации золотоносности из-за неравномерного распределения продуктивных ассоциаций (табл. 1).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 99-05-64329)

Литература

Алпатов В.В. Последовательность гидротермального преобразования вмещающих пород на Нежданинском золоторудном иесторождении // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: Тез. докл. Всероссийского совещания. Магадан, 4-6 сентября 1997 г. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 117-119.

Алпатов В.В. Минералогия вкрапленного оруденения на месторождениях золото-кварцевой формации (Верхояно-Колымская складчатая область). Автореферат канд. дисс. Москва, 1998. 24 с.

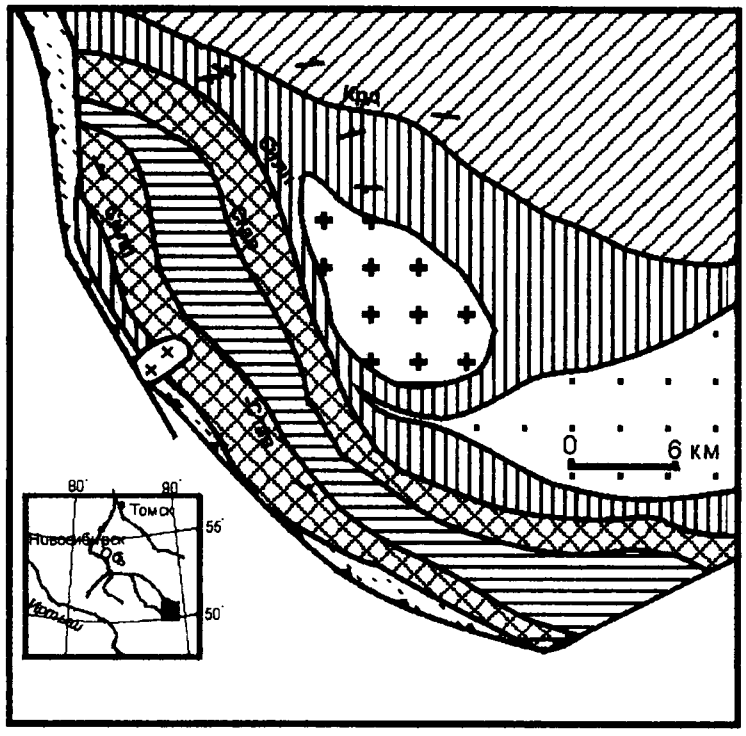
Кокин А.В. Геохимические критерии источников вещества и условий образования некоторых золоторудных месторождений Юго-Восточной Якутии. // Геохимия рудообразующих систем и металлогенический анализ. - Новосибирск: Наука, 1989. С. 101-107.

Коробицын А.В. Литологические и геохимические аспекты прогноза месторождений золота (на примере Якутии). Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1993. 60 с.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ТОНГУЛАКСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (АЛТАЙ).

В.А. Ананьев, О.П. Полянский, Г.Г. Лепезин, В.В. Ревердатто.
Институт Минералогии и петрографии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Метаморфические породы, объединяемые рядом исследователей в метаморфический комплекс Тонгулакского хребта (Лепезин, 1972; Reverdatto et al., 1999), расположены на юго-востоке Горного Алтая в междуречье Башкаус – Кубадру. Кристаллические сланцы и гнейсы прослеживаются в виде полосы шириной 15-20 км с общим северо-западным простиранием. В тектоническом отношении, метаморфические породы формируют крупную антиклиналь с крутым падением западного и более пологим падением восточного крыла. Метаморфические породы западного крыла антиклинали срезаются региональным нарушением надвигового типа и контактируют с предположительно нижнекембрийскими отложениями на западе и с отложениями девона на юге. На юго-востоке кристаллические сланцы отделены зоной диафторитов от кембро-ордовикских алевролитов и сланцев. Тонгулакский метаморфический комплекс состоит, главным образом, из метапелитов и имеет зональное строение, которое можно охарактеризовать как линейно-симметричную «термическую антиклиналь».



- зона I
- зона II
- зона III
- зона IV
- диафториты
- граниты
- габбро-диориты
- терригенные отложения девона

Рис.1

В составе комплекса выделяются четыре зоны, разделенные изоградами. В основу выделения метаморфических зон были положены минеральные парагенезисы метапелитов, чередование которых формирует термальную антиклиналь. Периферийные зоны представлены хлорит- мусковит- альбит-кварцевыми и хлорит- мусковит- биотит- альбит- кварцевыми сланцами (хлоритовая зона I). Далее к центру метаморфические сланцы представлены ассоциациями хлорит- мусковит- биотит- кордиерит-олигоклаз- кварц, хлорит- мусковит- биотит- кордиерит- гранат- олигоклаз- кварц и мусковит- биотит- андалузит- кордиерит- олигоклаз- кварц (кордиеритовая зона II). Кордиеритовая изограда является результатом реакции Мус + Хл + Кв → Бт + Крд + Гр + H_2O Метапелиты следующей зоны (силлиманитовая зона III) представлены ассоциацией мусковит- биотит- силлиманит- кордиерит- олигоклаз-кварц, мусковит- биотит- силлиманит- ставролит- кордиерит- олигоклаз- кварц, мусковит- биотит-андалузит- силлиманит- кордиерит- олигоклаз- кварц, и биотит- гранат- кордиерит- ставролит- силлиманит- олигоклаз- кварц и биотит- кордиерит- ставролит- андалузит- силлиманит- кварц. Границу между зонами II и III определяет силлиманитовая изограда как результат реакции Мус + Крд + Став → Бт + Силл + Кв + H_2O и Анд → Силл. Область распространения зоны III ограничивается областью распространения ставролита. Центральная, осевая зона (безставролитовая зона IV) представлена мусковит- биотит- силлиманит- кордиерит- андезин- кварц, биотит- кордиерит- силлиманит- гранат- андезин- кварцевыми кристаллическими сланцами и биотит- олигоклаз- кварцевыми гнейсами; последние могли быть образованы за счет анатексиса. Наблюдаемые мощности зоны II – 3-6 км, зоны III – 2-3 км и 2-4 км для IV зоны. Сравнительный химический анализ метапелитов из всех вышеописанных зон показал изохимический характер метаморфизма Тонгулакского комплекса. В целом прогрессивная зональность комплекса укладывается в PT- интервал эпидот-амфиболитовой фации умеренных давлений.

Формирование зонального метаморфического комплекса по принципу термальной антиклинали, когда относительно высоко метаморфизованные породы слагают центральную часть, а слабо метаморфизованные образуют периферийные зоны, вероятно, произошло вследствие термального воздействия подстилающего интрузивного тела, обеспечившего высокий тепловой поток и повышенную

величину геотермального градиента. Альтернативные варианты объяснения: 1) погружение осадков и их нагревание с последующей эксгумацией и 2) надвиг и утолщение коры, нагревание, последующий подъем и эрозия, были отвергнуты как мало реалистичные. Анализ минеральных парагенезисов метаморфических пород Тонгулакского зонального комплекса и детальные минералогические исследования, включающие определение химического состава сосуществующих минералов микрозондовым анализатором «CAMEBAX-micro», позволили на базе минеральных геотермометров построить термический профиль вкрест простирания зональности. Для выяснения механизмов формирования метаморфического комплекса при выявленных PT- условиях была реализована двумерная математическая модель термального воздействия интрузивного тела на вмещающие породы, применительно к данной геолого-тектонической обстановке.

Моделирование проводилось в плоской области размером 30 на 40 км, соответствующей разрезу земной коры вкрест простирания метаморфической зональности. Предполагается, что порода коры состоит из жесткого недеформируемого скелета, насыщенного поровым флюидом.

Уравнение сохранения массы (1) и энергии (2) для системы порода-флюид, состоящего из пара и воды, записываются в переменных давление - энтальпия следующим образом:

$$\frac{\partial[n(S_w\rho_w+S_s\rho_s)]}{\partial t}-\nabla\cdot\left[\frac{kk_{rs}\rho_s}{\mu_s}\cdot(\nabla P-\rho_s g\nabla Z)\right]-\nabla\cdot\left[\frac{kk_{rw}\rho_w}{\mu_w}\cdot(\nabla P-\rho_w g\nabla Z)\right]-R_m=0 \qquad (1)$$

$$\frac{\partial[nS_w\rho_w H_w+nS_s\rho_s H_s+(1-n)\rho_r H_r]}{\partial t}-\nabla\cdot\left[\frac{kk_{rs}\rho_s H_s}{\mu_s}\cdot(\nabla P-\rho_s g\nabla Z)\right]$$

$$-\nabla\cdot\left[\frac{kk_{rw}\rho_w H_w}{\mu_w}\cdot(\nabla P-\rho_w g\nabla Z)\right]-\nabla\cdot K_m\nabla T-R_H=0 \qquad (2)$$

где P – давление, H – энтальпия, R_H и R_m – скорость источников (стоков) энергии и массы, K_m – эффективная теплопроводность пористой среды, n – пористость, S – объемное насыщение $(S_w+S_s=1)$, k – абсолютная проницаемость, $k_{rw(s)}$ – относительная (фазовая) проницаемость, μ - динамическая вязкость, индексы w, s, r соответствуют воде, пару, и породе, соответственно, g – гравитационная постоянная, Z – глубина.

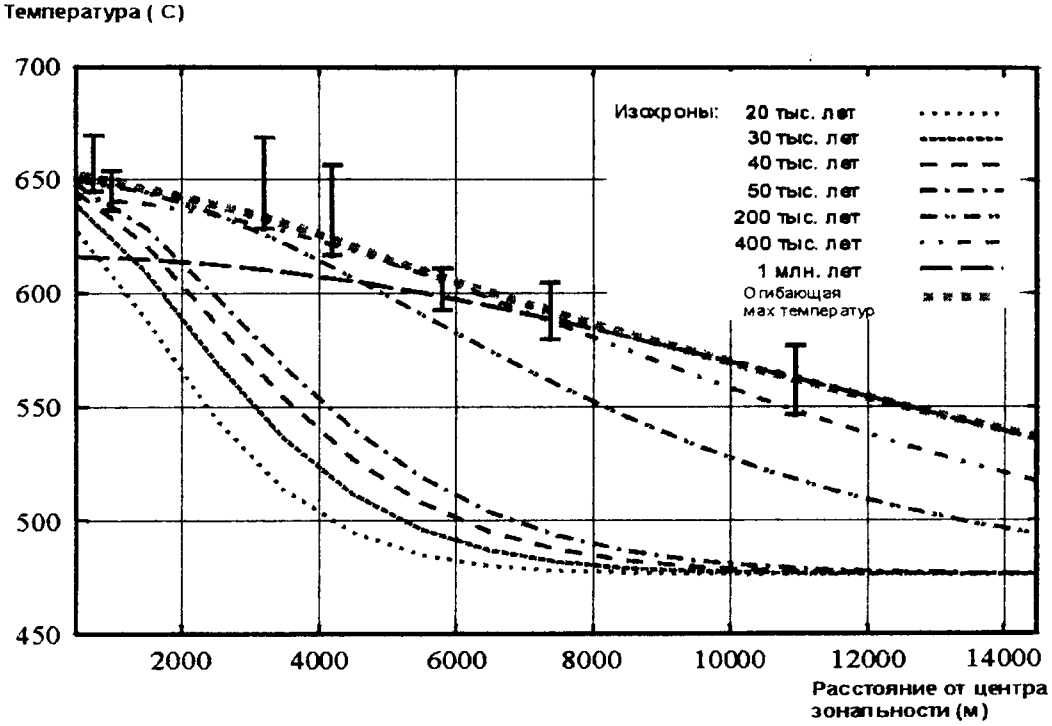


Рис.2

Рассматривались два типа модели – внедрения вертикальной дайки (прямоугольника фиксированной ширины и «бесконечной» длины) и клиновидного тела с основанием, совпадающим с нижней границей области. Предполагается, что внедрение интрузии с температурой 1100°С происходит мгно венно, температура вмещающих пород в начальный момент времени соответствует геотермальному градиенту 20-30°С/км. Исследуемый интервал глубин от 10 до 20 км. Для определения максимальных температур над интрузивным телом исследовалась динамика теплопереноса вдоль горизонтальной линии выше верхнего контакта интрузива. Из геологической ситуации следует, что современный эрозионный срез находится выше интрузивного тела. Для модели дайки перепад температур между центральной и периферийной зоной не превышал 25°С во всех вариантах расчетов. Причем, чем выше над интрузией предполагался эрозионный срез, тем меньший перепад температур наблюдается в модели. Из этих оценок следует, что интрузия в виде вертикальной дайки мощностью 400-600 м не способна прогреть толщу пород шириной до 10 км и создать метаморфическую зональность, подобную наблюдаемой.

Для объяснения такой зональности нами применялась модель интрузива в виде клиновидного тела. При температуре интрузии 1100°С амплитуда температурной аномалии составила около 100°С, что сравнимо с оценками по минеральным геотермометрам. Как и в предыдущей модели, следует предполагать, что уровень эрозионного среза находится в непосредственной близости (на 500 м выше) верхней кромки интрузива. На рис. 2 приведены расчетные температуры и интервалы определения температур по биотит-гранатовым (Ferry & Spear, 1978; Лаврентьева и Перчук, 1981; Hodges & Spear, 1982; Perchuk et al., 1985) и биотит-хлоритовому (Dickenson & Hewitt, 1986) термометрам вкрест Тонгулакской метаморфической зональности.

Полученные результаты показывают, что наиболее вероятным источником тепла может служить достаточно протяженное интрузивное тело, с погружающимся к северо-востоку сводом под углом ≈ 30° и апикальной частью, пространственно соответствующей осевой зоне IV. По химическому составу интрузивная магма, послужившая причиной формирования метаморфической зональности Тонгулакского комплекса, вероятно близка к габбро-диоритам Тераджикского штока, прорывающего метаморфические породы на западной границе района (Рис.1).

Процессы, приведшие к образованию Тонгулакского зонального комплекса, отвечают условиям метаморфизма высоких температур и низких давлений в орогенных поясах.

К ГЕОХИМИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРАВОБЕРЕЖЬЯ Р. ТОМИ В РАЙОНЕ Г. ТОМСКА (КОЛЫВАНЬ - ТОМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА)

Н.Ю. Ахмадшин, Г.Б. Князев
Томская геолого-разведочная экспедиция, Томский государственный университет

В работе рассматриваются результаты литогеохимического опробования Корниловской площади, вскрытой скважинами в бассейне р. Ушайки. Постановка поисковых работ на этом участке была связана с общей благоприятной оценкой района на золото и другое гидротермальное оруденение (Бердников, Ахмадшин, 1982, Черняев и др., 1998). На правом берегу р, Томи в районе, охватывающем бассейны её правых притоков: Тугояковки, Басандайки, Ушайки и Большой Киргизки отмечены россыпные проявления золота (Корниловская и Батуринская россыпи) и проявления коренной гидротермальной золотой и сурмянной минерализации (Батуринское, Ларинское, Семилуженское).

На Корниловском участке по р. Ушайке на площади около 10 км^2 скважинами вскрыты отложения нижнекаменноугольных басандайской и лагерносадской свит, перекрытых рыхлыми палеогеновыми отложениями. Каменноугольные отложения имеют северо-восточное простирание и представлены обычными для басандайской и лагерносадской свит песчаниками, алевролитами, аргилитами, глинистыми и филлитовидными сланцами, иногда обогащёнными карбонатным материалом и содержащие прослои и линзы углисто – глинистых известняков. Они разбиты двумя диагональными системами разрывных нарушений и вкрест простирания рассечены базальтоидными дайками, рассматриваемыми в составе Томского долеритового дайкового комплекса (Иванов, 1956, Иванова, 1986, Чистяков, 1995, Геодинамика...,1999.). Примерные количественные соотношения различных типов пород можно оценить по их встречаемости в поисковых скважинах (табл. 1).

Таблица 1. Распространённость различных типов вмещающих пород на Корниловском участке

Породы	Пересечения по скважинам в метрах	проценты
Переслаивание алевролитов и аргиллитов	96,5	4.9
Филлитовидные и глинистые сланцы	130,4	6.6
Долериты	140,6	7.1
Песчаники	262,7	13.3
Переслаивание песчаников и алевролитов	327,9	16.6
Аргиллиты	421,7	21.3
Алевролиты	597,1	30.2

Среди палеозойских отложений скважинами вскрываются зоны дробления и гидротермальной минерализации, в составе которых выделены три парагенетических типа изменений: кварц- карбонат-хлоритовые породы, окварцованные породы и зоны кварцево - жильной минерализации, сульфидизированные породы. Общее количество изменённых пород составлят примерно 15% от общего объёма вмещающих осадочных пород. Соотношения разных типов изменения показано на рис.1.

Дайки Корниловского поля представлены по крайней мере двумя типами: биотитсодержащими долеритами и пироксен – биотитовыми монцонитоидными диоритами, содержащими высокожелезистый и , вероятно титанистый тёмный красно – коричневый резко плеохроирующий биотит, близкий по свойствам к анниту, тальк и другие магнезиальные продукты разложения пироксенов и возможно оливина, редкие реликты авгита. Породы обогащены апатитом, содержат гранофировые срастания и до 5 – 10 % кварца. В целом они близки дайкам Ларинского типа, развитым на одноимённом проявлении золота в среднем течении реки Тугояковки (Иванов, 1956, Чистяков и др., 1995, Геодинамика..., 1999.).

Проведение поисковых работ сопровождалось опробованием палеозойских отложений, зон изменения и триасовых даек с полуколичественным спектральным анализом проб на P Ti Mn Ba Sr Cr V Ni Co Zr Nb Li Y Yb Ga W Cu Pb Zn Be Sc Sn атомно-адсорбционным и спектральными анализами на Hg, Ag, Au.

Использованные методы анализа не дают реальной оценки содержаний мышьяка, сурьмы и некоторых других обычных спутников золота и ртути.

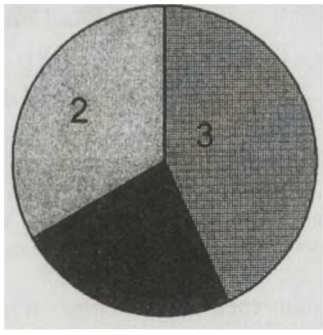


Рис.1 Соотношения различных типов изменений на Корниловском участке:
1 – породы кварцевого парагенезиса, 2 – породы кварц-карбонат-хлоритового парагенезиса,
3 – породы, обогащённые сульфидами.

Каменноугольные отложения басандайской и лагерносадской свит, не содержащие заметных гидротермальных изменений, характеризуются невысокой контрастностью содержаний элементов – примесей. Результаты оценки составов разных фаций этих отложений по данным спектральных анализов с учётом только элементов с наибольшей изменчивостью средних значений приведены в таблице 2.

Таблица показывает, что каменноугольные отложения характеризуются близким составом элементов – примесей и низкой контастностью их средних содержаний.

Исследование системы вмещающие – изменённые породы в отношении элементов – примесей сопровождалось организацией выборок анализов по основным группам изменённых пород в сравнении с средним составом неизменённых каменноугольных отложений (таблица 3.). Для этой системы наибольшая изменчивость средних значений оказалась характерна для P, Cr, Co, Ni, Nb, Cu, Be, Sn, Ag, Au, Hg. Для этих же элементов, кроме Cr, Ni, Be и Au, отмечена высокая изменчивость стандартных отклонений.

Таблица 2 Средние содержания элементов – примесей, обладающих наибольшей изменчивостью средних значений, в различных типах каменноугольных отложений.

Литология	параметр	P	Mn	Sr	Cr	V	Yb	Cu	Be	Sc	Ag	Au	Hg
Аргилиты	среднее	521	663	257	103	81	3	34	4	14	38	36	62
	стандарт	305	687	194	155	78	1	15	2	4	33	30	280
Сланцы глинистые, филитовидные,углистые	среднее	487	635	364	79	105	3	32	6	11	22	39	18
	стандарт	172	560	189	54	33	1	13	2	3	11	37	33
Алевролиты	среднее	643	627	243	79	85	3	38	3	15	42	22	33
	стандарт	447	726	190	77	30	2	18	2	6	31	28	115
Переслаивание алевролитов и аргилитов	среднее	621	385	208	50	58	4	46	3	17	37	14	17
	стандарт	510	351	58	12	13	1	50	1	4	11	21	9
Переслаивание алевролитов и песчаников	среднее	552	779	292	98	79	3	32	4	13	41	31	16
	стандарт	309	956	227	59	37	1	21	3	5	36	27	7
Песчаники	среднее	644	401	288	103	97	7	30	3	13	23	33	17
	стандарт	672	374	205	76	70	32	13	2	9	12	26	12

В целом изменённые породы по сравнению с неизменёнными каменноугольными отложениями значимо обедняются фосфором, цирконием и серебром, обогащаясь марганцем, хромом и золотом. Наглядные соотношения для указанных элементов и ртути показаны на рисунке 2.

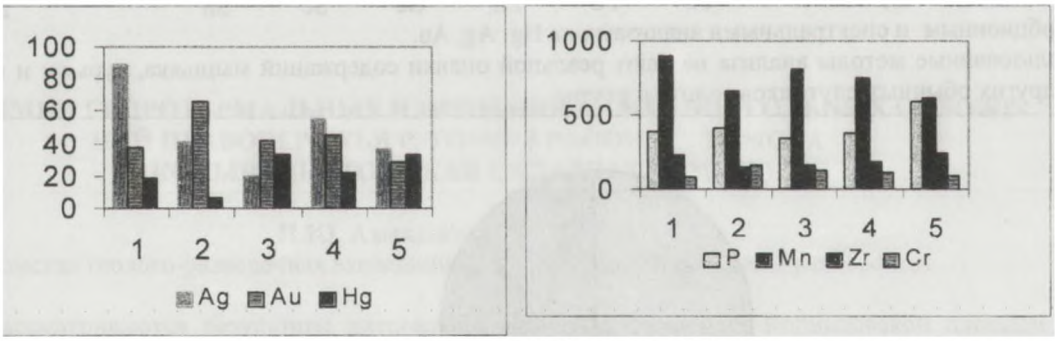


Рис. 2 Изменение средних содержаний Ag, Au, Hg (в мг/т); P, Mn, Zr, Cr (в г/т) в породах Корниловского участка: 1-сульфидизированные породы,2- окварцованные породы и кварцево – жильные зоны, 3- кварц-кальцит-хлоритовые породы, 4- изменённые породы в целом, 5- неизменённые каменноугольные отложения.

Таблица 3. Средние содержания элементов примесей в изменённых и неизменённых породах Корниловского участка в г/т (Au, Hg, и Ag в мг/т).

	Сульфидизированные породы	Окварцованные породы и кварцево – жильные зоны	Кварц-кальцит-хлоритовые породы	Изменённые породы в целом	Неизменённые каменноугольные отложения	Дайки долеритов
P	384	404	337	371	587	5651
Ti	4867	5000	4947	4904	5107	12463
Mn	902	663	809	745	617	876
Ba	610	444	571	567	525	439
Sr	210	305	233	243	272	975
Cr	80	159	121	111	89	165

V	60	72	67	65	85	207
Ni	30	17	19	23	34	40
Co	13	6	6	9	10	25
Zr	229	151	158	187	234	166
Nb	17	7	10	13	16	15
Li	36	25	25	30	39	28
Y	30	19	22	25	29	26
Yb	3	2	2	3	4	3
Ga	21	12	15	17	18	22
W	59	10	10	32	10	12
Cu	52	14	20	32	35	35
Pb	24	17	20	21	25	20
Zn	72	53	58	63	79	119
Be	3	1	3	3	4	4
Sc	13	9	10	11	14	21
Sn	4	2	3	3	4	3
Ag	89	41	20	55	36	11
Mo	3	2	3	3	3	4
Au	38	66	42	45	28	75
Hg	19	7	33	22	32	67

Относительное обогащение хромом наиболее свойственно зонам гидротермального изменения кварцевого и хлорит – карбонатного типов. Породы, обогащенные сульфидами по сравнению с обычными осадками, содержат больше Co, Cu, Ag, Mn и Au. Породы кварцевого парагенезиса, напротив, заметно обеднены Co, Cu, Ni, Zn, Li, Zr и рядом других компонентов.

Наиболее контрастные изменения осадочных пород палеозоя в отношении элементов – примесей связаны с зонами окварцевания. Если контрастность изменения выразить в относительных значениях средних отклонений содержаний всех оцененных элементов в изменённых породах по отношению к неизменённым, то контрастность изменения при окварцевании оказывается наибольшей, достигая 40%.

Результаты опробования позволяют утверждать, что изменённые породы разного типа отличаются друг от друга по содержанию элементов – примесей. Отчётливо обособляются вероятно наиболее высокотемпературные безсульфидные или малосульфидные зоны изменения, связанные с развитием окварцевания и кварцево – жильным комплексом. Этот тип минерализации соответствует известной для Томского района и Томь – Колыванской складчатой зоны в целом золото – кварцевой формации (Геодинамика.., 1999). Зоны изменения кварц – карбонат – хлоритового парагенезиса можно параллелизовать с соответствующими процессами, формирующими сурмянные проявления Семилуженского типа (Хахлов, 1976). Наименее контрастно по сравнению с вмещающими породами изменены сульфидсодержащие породы. Возможно некоторая часть сульфидов в этих породах сингенетична с осадками. В связи с этим нужно отметить, что около 35 %, встреченных по скважинам участков обогащения сульфидами тяготеют к горизонтам переслаивания алевролитов и аргиллитов, что далеко выходит за рамки случайности, поскольку количество таких горизонтов среди вмещающих пород не превышает 5 – 10 %.

Обогащение изменённых пород хромом и марганцем вероятно связано, соответственно, с развитием в них хлорита (прохлорита) и вторичных карбонатов, постоянно наблюдающихся в шлифах.

Накопление в ореоле гидротермальной минерализации хрома и марганца возможно свидетельствует о малой глубине эрозионного среза гидротермальной зоны и позволяет надеяться на некоторые перспективы Корниловского участка в отношении золота.

Наиболее контрастными по содержанию элементов примесей по сравнению с вмещающими осадочными и изменёнными породами оказываются диорит – долеритовые дайки. Они резко обогащены фосфором, титаном, ванадием, стронцием и содержат повышенные количества марганца, хрома, никеля, кобальта, цинка, золота и ртути. Средние содержания золота в них даже выше, чем в изменённых породах кварцевого парагенезиса. Высокие содержания золота в дайках не противоречат предположению о возможной связи гидротермальных растворов с некоторым магматическим очагом, общим для них и даек.

Литература

А.П. Бердников, Н.Ю. Ахмадшин и др. Золотоносность юго-восточной части Томской области. Отчёт по теме 25. Томск: Фонды Томской ГРЭ, 1982. 189 с.

Геодинамика, магматизм и металлогения Колывань – Томской складчатой зоны./ Сотников В.И., Федосеев Г.С., Кунгурцев Л.В. и др.Новосибирск: Изд-во СО РАН,1999. 227 с.

Г.М. Иванова Дайковая интрузия северной части Колывань – Томской складчатой зоны и связанные с ней рудопроявления./ Новые данные по магматизму и рудоносностиАлтае – Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1986. С. 152 – 154.

К.В. Иванов Некоторые вопросы петрографии дайковых пород окрестностей г. Томска.//Тр. Томского ун-та,1956, т. 135. С. 48-58.

Е.В. Черняев, Е.И. Черняева, Г.Г. Номоконова Геологические предпосылки золотоносности Томского района/ Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Материалы научной конференции в 4-х томах. Томск:Томский университет, том 3. 1998. С. 168 – 172.

Хахлов В.В. Об эпигенетических изменениях пород нижнего карбона у д. Семилужки Томского района./Материалы по петрологии и металлогении Сибири. Томск: Изд-во Томского университета, 1976. С. 101 – 104.

Чистяков В.К. и др. Новые данные по дайковым породам окрестностей г. Томска./ Природокомплекс Томской области, т.1, Геология и экология, Томск: Томский государственный университет 1995. С 104-110.

ОСОБЕННОСТИ КОНТАКТНОГО ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА С ЩЕЛОЧНЫМИ ПОРОДАМИ САЙЖИНСКОГО КОМПЛЕКСА (НА ПРИМЕРЕ СНЕЖНИНСКОГО МАССИВА)

Бадмацыренов М.В., Шаракшинов А.О.
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ

Витимское плоскогорье представляет собой регион со сложным геологическим строением. Около 80% его площади сложено разновозрастными магматическими породами, в том числе нефелинсодержащими. Щелочные породы, объединенные в сайжинский комплекс, слагают 25 самостоятельных массивов. Одним из крупных массивов является Снежнинский массив. Он находится в левобережье р.Витима, занимает водораздельное пространство ручьев Итакита и Снежного. Щелочные породы в этом районе обнаружены в 1972 г. В.В. Васильченко и др.

В 1973 и 1978 гг. А.О. Шаракшиновым проведено детальное изучение щелочных пород этого массива. В результате составлена геологическая карта массива, уточнен его контур и размеры обнаженной части. Снежнинский массив в плане выглядит как каплевидной формы тело, обращенное острым концом на юго-запад. Массив вытянут на северо-восток 50°, максимальные размеры осей - 3,5х6,5 км. С севера, северо-запада и юго-востока массив контактирует с алевралитами и сланцами, с северо-востока - со среднезернистыми гранитами, с юга - с порфировидными гранитами витимканского комплекса и с юго-запада - с кристаллическими известняками. Около 90% площади Снежнинского массива сложено трахитоидными, реже массивными щелочными сиенитами, содержащих шлировидные и пятнистые обособления мелано- и мезократовых пород отвечающих по составу гранодиоритам, сиенито-диоритам и диоритам. На отдельных небольших участках встречаются элювиальные обломки нефелиновых сиенитов, а также пятнистые обособления мельтейгитов и ийолитов (Шаракшинов, 1984). Из-за плохой обнаженности массива контактовые части практически не описывались. На геологических картах масштаба 1 : 200000, 1 : 500000 и 1: 1500000 в соответствии с легендой, эти гранитоиды рассматривались в составе витимканского комплекса нижнего палеозоя и считались более ранними образованиями, чем щелочные породы. Возраст последних был определен калий-аргоновым методом, как нижнекарбоновый (Андреев, Шаракшинов, 1967). Б.А. Литвиновским (Леонтьев, 1981) и В.В. Ярмолюком (Ярмолюк, 1997) на основании U-Pb и Rb-Sr определений показано, что возраст гранитоидов витимканского (по Литвиновскому зазинского) комплекса значительно моложе и оценивается как поздний палеозой и, соответственно, являются породами, воздействующими на щелочные породы массива.

Мы в докладе попытаемся показать характер взаимоотношения гранитоидов с щелочными нефелин-пироксеновыми породами, на основе петрографических наблюдений и петрохимических характеристик.

К сожалению, плохая обнаженность на Витимском плоскогорье не позволила предшествующим исследователям произвести детальное петрографическое исследование пород приконтактовых участков между щелочными нефелин-пироксеновыми породами и гранитоидами. Лишь в единичном обнажении в левобережье р.Снежной вскрыт непосредственный контакт между гранитами и ийолитами.

Обработка этого интересного оригинального материала позволила нам проследить особенности контактовых взаимоотношений между гранитоидами и щелочными породами.

Изучение взаимоотношения гранитоидов зазинского комплекса с щелочными породами массива позволили установить последовательный переход граничащих пород, который выглядит следующим образом: среднезернистый порфировидный гранит - мелкозернистый кварцсодержащий сиенит - мезократовый среднезернистый сиенит - шонкинит - малиньит - полевошпатовый ийолит - ийолит.

Петрографическое изучение этих пород позволило выявить целый ряд особенностей. Для полноты представления минерального состава контактируемых пород приведем таблицу 1, на которой отображено в процентном содержании постепенная смена породообразующих минералов от гранитов до ийолитов.

Таблица 1.

порода	гранит	граносиенит	сиенит	шон-кинит	малиньит	полевошпат. ийолит	ийолит
№ обр.	184	183	182, 180-3	180-2	180-1, 180	178	176
кварц	45-50%	12%	до 1%	----	----	----	----
калишпат	35-40%	60-65%	55-60%	30-35%	20%	10%	----
альбит	4%	8%	5-15%	5%	----	2%	
олигоклаз	4%	10%	----	----	----	----	----
пироксен	----	----	10-15%	20%	25-30%	30-35%	40%
амфибол	----	----	2-8%	10%	5-10%	5%	1-2%
нефелин	----	----	----	1%	20%	25-30%	45-50%
биотит	2%	1%	2%	4%	3%	2%	1%
кальцит	----	2%	2%	5-10%	5%	5%	5%
шпреуш-тейн	----	----	----	15%	3%	----	----
канкринит	----	----	----	----	4%	4%	3%
протяженность зон распространения пород (м)	----	0-30	30-90	90-91	91-101	101-141	141-181

Среднезернистые порфировидные граниты, соприкасающиеся с ийолитами на расстоянии около 20 метров до линии контакта постепенно становятся мелкозернистыми, в них убывает количество зерен дымчатого кварца, появляется альбит. В зоне контакта порода приобретает состав сиенита, который содержит единичные зерна кварца. Эти сиениты контактируют с плотными мезократовыми среднезернистыми сиенитами, существенную долю которых составляют ксеноморфный калишпат и корродированный этим же минералом зерна эгирин-авгита. Примечательной особенностью этих пород является присутствие олигоклаза. Далее, с удалением от контакта в сторону щелочного массива, в зоне шириной 30-40 метров, наблюдается постепенная смена мезократовых сиенитов меланократовыми породами - шонкинитами и малиньитами, содержащими нефелин, которые по мере увеличения содержания нефелина переходят в калишпатсодержащие ийолиты. Примерно через 20 метров в последних исчезает калишпат и порода по минеральному составу соответствует уже ийолиту. Пироксен в породах представлен эгирин-авгитом.

Петрографическим путем удалось выявить последовательность выделения минералов при реагировании гранитного плутона с щелочными породами. В первую очередь произошло выделение калиего полевого шпата, появляющегося в виде ксеноморфных зерен в малиньитах и ийолитах. Затем выделялись зерна решетчатого микроклина, составляющего 45% от суммы полевых шпатов в сиенитах. По мере снижения температуры плутона начали образовываться зерна альбита, замещающего с периферии ранневыделившиеся порфиробласты калишпата. Далее, происходило выделение зерен кварца. Процессы замещения представлены калишпатизацией и канкринитизацией нефелина, амфиболитизацией пироксена. В шонкинитах и в незначительных количествах в малиньитах встречаются продукты разложения нефелина - зерна шпреуштейна.

Химический состав пород приконтактовой зоны пересчитывался по методу Барта. На основании сопоставления химических составов пород различных зон контакта выявляется, что граниты в сторону контакта с резко недосыщенным кремнеземом щелочными породами постепенно обедняются кремнеземом и калием. Ийолиты же в направлении к гранитоидам постепенно обедняются Na_2O,

Al_2O_3, TiO_2, MgO, CaO, а также FeO и Fe_2O_3 при синхронном увеличении количеств SiO_2 и K_2O. Эти изменения химических составов, как отмечено выше, отразились в появлении калишпата в ийолитах.

На основе приведенных данных можно сделать некоторые генетические предположения. При внедрении высокотемпературная гранитная магма вступила во взаимодействие с щелочными нефелин-пироксеновыми породами в силу существенного различия химического потенциала петрогенных компонентов. Вместе с подвижными компонентами натрием и калием, по-видимому, произошла активизация кремния и алюминия, что повлекло за собой образование минералов, таких как альбит и калишпат. Одним из доноров натрия для этих минералов стал нефелин, так как сами граниты характеризуются относительно низким содержанием щелочей. Значительную роль сыграли ещё одни легко подвижные компоненты магмы - H_20 и CO_2, влияние которых способствовало началу амфиболитизации пироксена и канкринитизации нефелина.

Литература

1. Абрамович П.Я., Булдыгеров С.В., Срывцев Н.Л., Таскин А.П. Магматические формации юга Восточной Сибири и северной части Монголии (Объяснительная записка к карте магматических формаций юга Восточной Сибири и северной части МНР масштаба 1:1500000). Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1989. -119с.
2. Андреев Г.В., Шаракшинов А.О., Литвиновский Б.А. Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1964. -135 с.
3. Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса.// Леонтьев А.Н., Литвиновский Б.А., Гаврилова С.П., Захаров Л.А Новосибирск.: Наука, 1981.- 319с.
4. Шаракшинов А.О. Щелочной магматизм Витимского плоскогорья. Новосибирск: Наука, 1984. -184с.
5. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатского складчатом поясе. Геотектоника, 1997, №5. С. 18 - 32
6. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита./ Ярмолюк В.В., Будников С.В и др.// Петрология, 1997, №5. С. 451 – 466

ТЕЛЛУРИДЫ И СУЛЬФОСОЛИ ЦЕНТРАЛЬНОГО РУДНОГО ПОЛЯ (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

В.Г.Ворошилов
Томский политехнический университет

Золотоносные кварцевые жилы Центрального рудного поля залегают в пределах одноименного гранитоидного массива сложенного гранодиоритами, тоналитами, кварцевыми диоритами, диоритами. Рудное поле вытянуто с севера на юг на 15 км. В этом же направлении наблюдается отчетливая минеральная и геохимическая зональность оруденения (Баженов, 1971; Булынников, 1977; Ворошилов, 1995). В самом общем виде смена минеральных ассоциаций с севера на юг рудного поля выглядит следующим образом (в скобках второстепенные минералы):

1.Северный участок: кварц, пирит, арсенопирит (сфалерит, галенит, халькопирит, теннантит, пирротин). Содержание сульфидов в жилах 50-80 %.

2.Центральный участок: кварц, пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит (пирротин, халькопирит, шеелит). Сульфидов 30-50 %.

3.Юбилейный участок: кварц, пирит, галенит, сфалерит (халькопирит, молибденит, теннантит). Сульфидов 10-30 %.

4.Хребтовый участок: кварц, пирит, халькопирит (сфалерит, галенит, молибденит, теллуриды и сульфосоли). Сульфидов 5-20 %.

5.Окуневский участок: кварц, пирит, шеелит. Сульфидов около 5 %.

6.Варваринский участок: кварц, пирит, сфалерит (молибденит, галенит). Сульфидов около 5 %.

7.Бурлевский участок: кварц, пирит, халькопирит, пирротин, турмалин (сфалерит, магнетит, галенит, шеелит, теллуровисмутит, тетрадимит). Сульфидов 5-15 %.

Бурлевский участок фиксирует ядерную зону рудного поля, первые четыре участка слагают наиболее продуктивную на золото фронтальную зону концентрирования, участки Варваринский и Окуневский приурочены к менее золотоносной промежуточной зоне рудного поля.

Проба золота с севера на юг, по мере уменьшения количества сульфидов в рудах, возрастает с 700-800 до 900-950. Размеры золотин при этом возрастают от субмикроскопических до 2-3 мм (Ворошилов, Колтунов, 1987).

По относительному возрасту все перечисленные рудные минералы объединяются в две парагенетические ассоциации: кварцево-пирит-арсенопиритовую и кварцево-золото-полисульфидную. В

каждой из этих ассоциаций наблюдается увеличение в южном направлении доли ранних высокотемпературных минералов. Теллуриды и сульфосоли обнаружены нами на участках Хребтовом и Бурлевском, в составе кварцево-золото-полисульфидной ассоциации. В.И.Баженовым (1971) теллуриды, определенные по оптическим свойствам как сильванит и калаверит, встречены также на участке Центральном.

В наблюдаемых нами случаях теллуриды и сульфосоли являлись наиболее поздними минералами, встречались обычно в виде прожилков и вкраплений в халькопирите, редко в виде самостоятельных выделений в кварце. Последнее характерно для тетрадимита и теллуровисмутита. Размеры выделений колеблются в пределах 0,05-0,1 мм, и лишь у тетрадимита могут достигать 1-3 мм (проба 18-2). Приуроченность теллуридов к какой-либо одной разновидности кварца не установлена (табл. 1), но надо отметить, что на тех участках, где встречены теллуриды и сульфосоли, широко развиты жилы черного и темно-серого кварца. Природа черной окраски кварца до сих пор не ясна.

В таблицах 1 и 2 приведены результаты исследования обнаруженных теллуридов и сульфосолей на микроанализаторе JXA-50A. Анализы выполнены в Институте геологии ЯФ СО РАН под руководством Г.Н.Гамянина. Как видно из таблиц, состав минералов в большинстве случаев близок к теоретическому. Отдельные, плохо идентифицируемые анализы, характеризуют, видимо, смесь 2-3 минералов (пробы Д-323-4, Д-341-6, Д-341-7).

Таблица 1

Химический состав теллуридов и сульфосолей из кварцевых жил Центрального рудного поля (по данным микрозондового анализа на JXA-50A)

№№ проб	Минеральный состав штуфной пробы	Химический состав теллуридов и сульфосолей, вес, %							
		S	Ag	Pb	Sb	Cu	Bi	Te	Сумма
2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Участок Хребтовый, жила Тумашевская									
Д-53-1	Березит с вкрапленностью пирита до 10% и редким халькопиритом	5,03	-	1,8	0,21	-	57,95	33,96	98,96
Д-53-2		4,76	-	0,81	0,30	-	58,59	34,73	99,19
Д-322-1	Кварц черный, полосчатый, с вкрапленностью пирита и халькопирита (5%)	5,14	-	3,88	-	-	56,58	33,34	99,24
Д-322-2		4,55	-	0,26	-	-	57,56	35,52	97,89
Д-322-3		-	16,74	-	0,22	-	43,17	40,74	100,87
Д-323-1	Кварц темно-серый, слабо полосчатый, с вкрапленностью халькопирита и пирита (5%)	5,52	-	6,84	0,21	-	55,03	32,10	99,70
Д-323-2		17,85	6,93	17,87	1,05	0,14	56,19	0,49	100,38
Д-323-3		4,76	3,98	0,43	-	-	56,76	34,10	100,03
Д-323-4		7,22	3,16	3,58	0,20	-	55,96	27,80	97,92
Д-323-5		4,47	2,06	-	-	-	54,62	36,54	97,62
Д-323-6		0,35	54,82	0,71	0,12	-	5,52	36,51	98,03
Д-323-7		0,54	54,94	-	-	-	0,72	40,51	96,71
Д-340-1	Кварц серый, до светло-серого, с вкрапленностью пирита и халькопирита (15%)	16,78	7,77	24,30	0,28	-	47,99	0,46	97,58
Д-340-2		16,73	9,01	25,32	0,24	-	48,42	0,24	99,96
Д-340-3		-	58,30	-	-	-	-	40,63	98,93
Д-341-1	Кварц светло-серый с вкрапленностью халькопирита (10%) и редким пиритом	2,89	-	1,21	-	-	71,78	21,80	97,68
Д-341-2		2,86					73,78	21,46	98,10
Д-341-3		-	0,31	0,90	0,20	-	69,30	27,83	98,54
Д-341-4		-	59,61	-	-	-	-	39,87	99,48
Д-341-5		0,22	58,62	-	0,18	-	-	40,33	99,35
Д-341-6		5,90	-	9,46	-	-	54,35	28,85	98,56
Д-341-7		5,81	-	9,59	-,21	-	54,05	26,66	98,32
Д-347-1	Кварц темно-серый, пятнистый, с халькопиритом (5%) и редким пиритом	-	-	1,11	0,41	0,27	60,41	34,72	96,92
Д-347-2		-	-	1,12	0,37	-	63,23	34,11	98,83
Д-347-3		4,94	0,21	2,12	0,40	-	55,14	35,17	97,98

Д-344-1	Кварц серовато-белый с халькопиритом (20%) в виде зернистых масс	-	61,60	-	-	-	-	38,72	100,32
Д-344-2		15,70	28,09	0,38	-	0,20	52,18	3,92	100,47
Д-344-3		16,70	8,64	16,27	-	0,60	54,98	-	97,19
Участок Хребтовый, жила Хребтовая-2									
18-2	Кварц светло-серый с вкрапленностью тетрадимита (3%)	4,99	-	5,09	0,20	-	54,94	33,23	98,45
Участок Бурлевский, жила Оборонная									
Д-385-1	Кварц серовато-белый с пиритом (15%)	-	0,41	1,36	0,31	-	49,24	46,42	97,74
Д-386-1	Кварц светло-серый, друзовидный с пиритом (20%)	4,72	-	0,91	0,21	-	57,50	35,28	98,62
Д-386-2		-	-	3,88	0,30	-	48,03	45,59	97,80
Д-392-1	Кварц светло-серый с вкрапленностью пирита (10%), пирротина (10%), халькопирита (1%), магнетита (менее 1%)	-	-	0,33	0,23	-	52,06	44,83	97,45

Таблица 2

Формульные коэффициенты теллуридов и сульфосолей Центрального рудного поля

Минерал	№№ проб	Название жилы	S	Ag	Pb	Sb	Cu	Bi	Te
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Тетрадимит Bi_2Te_2S	Д-53-1	Тумашевская	1,102	-	0,062	0,012	-	1,948	1,869
	Д-53-2		1,049	-	0,022	0,018	-	1,979	1,921
	Д-322-1		1,118	-	0,131	-	-	1,890	1,840
	Д-322-2		1,014	-	-	-	-	1,970	1,991
	Д-323-1		1,190	-	0,228	-	-	1,822	1,741
	Д-323-3		1,018	0,253	0,014	-	-	1,864	1,835
	Д-323-5		0,982	0,134	-	-	-	1,842	2,018
	Д-347-3		1,059	0,014	0,072	0,024	-	1,900	1,931
	18-2	Хребтовая-2	1,102	-	0,174	0,011	-	1,859	1,842
	Д-386-1	Оборонная	1,043	-	0,031	0,012	-	1,950	1,959
Жозеит Bi_4Te_2S	Д-341-1	Тумашевская	1,028	-	0,067	-	-	3,918	1,949
	Д-341-2		1,013	-	-	-	-	4,011	1,911
Смесь: тетрадимит + висмутин: $3Bi_2Te_2S+Bi_2S_3$	Д-323-4	Тумашевская	6,204	0,807	0,477	-	-	7,374	6,000
Смесь: тетрадимит + ингодит + галенит: Bi_2Te_2S + Bi_2TeS + PbS	Д-341-6		4,061	-	0,984	0,034	-	5,745	4,998
	Д-341-7		4,031	-	1,030	0,035	-	5,755	5,000
Пильзенит $Bi_{11}Te_{10}$	Д-347-1		-	-	0,209	0,132	0,165	11,000	10,362
	Д-347-2		-	-	0,198	0,110	-	11,440	10,109
Верлит Bi_3Te_2	Д-341-3		-	0,026	0,039	0,015	-	2,963	1,949
Теллуровисмутит Bi_2Te_3	Д-385	Оборонная	-	0,032	0,054	0,021	-	1,926	2,959
	Д-386-2		0,017	0,068	0,152	0,020	-	1,853	2,882
	Д-392		-	-	0,013	0,017	-	2,058	2,903

Густавит Bi_3S_6	Д-323-2	Тума-	6,182	0,714	0,959	0,096	0,024	2,987	0,043
	Д-340-1	шевская	6,074	0,836	1,361	0,027	-	2,665	0,042
	Д-340-2		5,965	0,955	1,398	0,022	-	2,649	0,022
	Д-344-3		6,022	0,925	0,908	-	0,108	3,042	-
Волынскит $AgBiTe_2$	Д-322-3		-	0,903	-	0,11	-	1,201	1,857
Матильдит $AgBiS_2$	Д-344-2		1,891	1,006	0,007	-	0,012	0,965	0,119
Штютцит Ag_5Te_3	Д-323-6		0,110	5,065	0,035	0,010	-	0,263	2,850
	Д-323-7		0,160	5,105	-	-	-	0,033	3,015
	Д-340-3		-	5,125	-	-	-	-	3,210
	Д-341-4		-	5,260	-	-	-	-	3,075
	Д-341-5		0,065	5,320	-	0,013	-	-	3,050
Гессит Ag_2Te	Д-344-1		-	1,953	-	-	-	-	1,037

Остановимся на особенностях состава отдельных минералов.

Тетрадимит. Состав минерала близок к теоретическому. Повышенное содержание серы хорошо коррелируется с примесями свинца и серебра и связано, очевидно, с микровключениями галенита. Каких-либо устойчивых различий в составе тетрадимита из различных участков рудного поля не выявлено.

Жозеит. Содержит небольшую примесь свинца. В остальном состав минерала соответствует теоретической формуле.

Пильзенит. Обогащен свинцом (до 1,12%), сурьмой (до 0,41%), иногда медью (0,27%). Серебро и сера не обнаружены.

Верлит. Содержит примесь серебра (0,31%), свинца (0,90%), сурьмы (0,20%).

Тетрадимит и пильзенит выявлены, в основном, в участках жил, сложенных темно-серым кварцем, а жозеит и верлит ассоциируют со светло-серой разновидностью кварца. По общепринятому мнению, темно-серый, до черного, кварц, является в рудном поле наиболее ранним. Осветление его происходило под воздействием последующих порций гидротермальных растворов и является показателем продолжительности и интенсивности гидротермального процесса. Следовательно, можно говорить о постепенном возрастании роли висмута в ходе отложения теллуридов.

Теллуровисмутит. Встречен только в жиле Оборонной (участок Бурлевский). Формирование его здесь, вместо тетрадимита, обусловлено пониженной фугитивностью серы (ассоциация с пирротином). Тетрадимит на участке Бурлевском развит очень ограниченно.

Густавит. Как известно, густавит является смесью павонита ($AgBi_3S_5$) и галенита (PbS) (Минералы..., 1986). Судя по результатам анализов, соотношение этих минералов колеблется от 1:1 (проба Д-344-3) до 1:1,5 (пробы Д-340-1, Д-340-2). Характерна повышенная концентрация сурьмы (до 1,05%), иногда отмечается примесь меди (до 0,60%).

Волынскит. Необычно высокое содержание висмута (в 1,3 раза выше теоретического) связано, видимо, с микровключениями самородного висмута.

Матильдит. Содержит примесь свинца (0,38%) и меди (0,20%). Повышенная концентрация серы и теллура (3,92%) объясняется, очевидно, микровключениями гессита, который обнаружен в данной пробе и в виде самостоятельных выделений.

Теллуриды серебра ***штютцит*** и ***гессит*** являются членами единого изоморфного ряда. Большая часть определений соответствует штютциту (соотношение серебро/теллур от 5,1:3 до 5,3:3). Гессит установлен в единичной пробе серовато-белого кварца с халькопиритом. В целом, от ранних разновидностей кварца к поздним, отношение серебро/теллур постепенно возрастает.

Таким образом, в Центральном рудном поле выявлены неизвестные здесь ранее минералы: жозеит, пильзенит, верлит, теллуровисмутит, густавит, волынскит, матильдит, штютцит, гессит, а также подтвержден точными анализами тетрадимит. Пространственное распределение минералов и особенности их состава хорошо увязываются с принятой схемой латеральной зональности, элементы которой приводились выше. Теллуриды и сульфосоли выявлены только в ядерной и фронтальной зонах рудного поля. В данном масштабе количество минеральных типов этой группы и их общая концентрация пропорциональны интенсивности золотого оруденения. Это позволяет использовать состав и количественные соотношения теллуридов и сульфосолей для исследования зональности сходных рудных полей, а также для более объективной оценки слабо изученного восточного фланга Центрального рудного поля.

Литература

Баженов В.И. О проявлении горизонтальной зональности оруденения в Центральном рудном поле // Изв. Томск. политехн. ин-та. 1971. Т.177. С.3-9.

Булынников В.А. Структурно-морфологические особенности и зональность Центрального золоторудного поля (Кузнецкий Алатау) // Минералогия, геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1977. С. 40-48.

Ворошилов В.Г., Колтунов С.В. Отражение эндогенной зональности рудного поля в макрососта ве золота россыпей //Актуальные вопросы геологии Сибири. Томск: ТГУ, 1988. Т. 1. С.201-202.

Ворошилов В.Г. Условия формирования Центрального рудного поля в гранитоидах// Руды и металлы, 1995. №3. С. 68-80.

Минералы благородных металлов. М.:Недра, 1986. 272 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О КАРБОНАТИТАХ МАТЧАЙСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Топоркова А.А.
Томский государственный университет, Томск, Россия

В современных петрогенетических моделях карбонатиты рассматриваются как полиформационные образования, ассоциирующие с щелочными магматическими комплексами различной основности (Егоров, 1990; Соколов, 1993). Установлено также, что во многих случаях они кристаллизуются из высокотемпературных солевых расплавов, представляющих собой либо поздние дифференциаты карбонатизированных щелочных силикатных магм, либо первичные мантийные выплавки (Wallace, Green, 1988; Carbonatites..., 1989; Bell et al., 1999). Менее однозначны представления об исключительно метасоматическом карбонатитообразовании и все большую популярность приобретают взгляды о гетерогенной природе карбонатитов (Багдасаров, 1994).

На территории Туркестано-Алайской горной области (восточная часть Алайского хребта, Южный Тянь-Шань) известно несколько карбонатитовых проявлений, пространственно приуроченных к плутонам щелочных и субщелочных пород (Майоров, Гаврилин, 1971), комплексы которых предлагается рассматривать в составе единой щелочно-основной (габбро-сиенитовой) формации пермско-триасового возраста (Шинкарев, 1978). При этом среди массивов данного формационного типа выделяется две пространственно разобщенных породных ассоциации – щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов («северная» провинция) и лейкогранитов, нефелиновых, щелочных и кварцсодержащих сиенитов («южная» провинция). В последнее время массивы северной и южной группы принято объединять, соотвественно, в виде зардалекского и матчайского автономных комплексов, расположенных в пределах Сурметашской и Зеравшанской СФЗ (Ненахов, Хрестенков, 1988).

Распространенность рассматриваемых карбонатитов пространственно и, возможно, генетически ограничивается, главным образом, породной ассоциацией матчайского комплекса. Особенно многочисленны жильные карбонатитовые тела в юго-восточной части экзоконтакта одноименного массива, где совместно с жилами щелочных и нефелиновых сиенитов они формируют своеобразную инъекционную зону среди пород силурийской песчано-сланцевой толщи (Майоров, Гаврилин, 1971). При этом ареал преимущественного развития карбонатитов прослеживается на площади около 6 км^2 и захватывает восточную экзоконтактовую зону сходного по составу массива Дарай-Пиоз. Только в редких случаях карбонатитовые тела имеют секущие контакты с щелочными магматитами и значительные размеры. Во вмещающих массивы породах преобладают согласные жилы и мелкие штоки, мощность и протяженность которых обычно не превышают нескольких десятков метров. В связи с неоднородным, нередко полосчатым, такситовым строением карбонатитов количественные соотношения их породообразующих минералов широко варьируют даже в пределах одного тела. Наряду с доминирующим карбонатом (кальцитом) породы сложены эгирином, гастингситом, реже флогопитом, альбитом, микроклином, апатитом, магнетитом. Спорадически встречаются пирохлор, сфен, циркон, пирит, гематит и ильменит.

Нами изучен вещественный состав штокообразного (~ 400 метров в поперечнике) тела карбонатитов, недавно обнаруженного (Ненахов и др., 1988) в урочище Дель-Бек (верховья р. Ак-Терек) среди кристаллических сланцев северо-восточного экзоконтакта Матчайского массива. Воздействие карбонатитов, имеющих отчетливо секущие контакты, выражается в интенсивной карбонатизации и фенитизации вмещающих пород. Главным породообразующим минералом карбонатитов, как и в других аналогичных проявлениях, установленных ранее в ближайшем окружении массива, является кальцит (до 70-80%). Обычно он образует неравномернозернистый мозаичный агрегат с округлыми порфировидными выделениями. В крупных кристаллах кальцита, также как и у слюды, наблюдаются признаки

деформации, свидетельствующие о возможном пластическом течении вещества. В основной массе постоянно отмечается примесь (до 5-10%) доломита, присутствие которого обычно выражается содержаниями MgO до 4-8 мас.% в валовом составе пород. Однако на отдельных участках карбонатитового тела концентрации MgO повышаются до 14-17 мас.% (табл. 1, ан. 4, 6), что в соответствии с принятыми классификационными критериями (Woolley, Kempe, 1989) характерно для магнезиокарбонатитов («magnesiocarbonatite»). Шлировым или полосчатым распределением типоморфных второстепенных минералов – апатита, магнетита, слюды и щелочного амфибола (до 15-20%) обусловлены также заметные вариации SiO_2, ΣFe_2O_3, P_2O_5 в химическом составе изученных карбонатитов (табл. 1). В количестве до 1-3% в породах встречаются акцессории – пирохлор, пирротин и пирит. По уровню содержаний Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb карбонатиты вполне соответствуют тем интервалам концентраций микроэлементов, которые установлены для пород этого типа (Woolley, Kempe, 1989). При этом отношение Sr/Ba, варьирующее от 0,5 до 2,5, в большей степени характеризует их как дифференциаты поздних стадий карбонатитообразования (Капустин, 1983).

Таблица 1. Химический состав карбонатитов урочища Дель-Бек

Образец	1080	1080/2	1084	1086	2587*	2587/1*	2590Г*	2588Б*
№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	0,33	3,02	3,02	0,36	1,23	5,02	5,41	9,17
TiO_2	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,05	0,14	0,15
Al_2O_3	0,20	-	0,32	-	0,05	1,25	0,89	1,07
ΣFe_2O_3	2,07	1,53	1,16	1,57	1,97	2,29	3,54	2,57
MnO	0,18	0,18	0,30	0,33	0,13	0,10	0,25	0,14
MgO	7,91	4,06	2,91	17,15	0,05	13,84	3,64	1,52
CaO	45,20	48,21	50,22	34,50	53,98	35,19	43,04	48,51
Na_2O	0,30	0,78	0,34	0,33	0,30	0,20	0,40	0,80
K_2O	0,07	0,24	0,45	0,05	0,20	0,30	1,00	1,00
P_2O_5	1,48	0,26	0,99	1,16	0,80	5,35	5,52	2,60
CO_2**	38,30	36,30	35,24	41,30	39,70	34,48	32,94	32,39
LOI	3,94	4,82	4,83	3,34	1,29	2,30	2,81	0,58
Сумма	99,94	99,43	99,81	100,12	99,74	100,37	99,58	100,50
WK	0,82	0,89	0,92	0,61	0,96	0,68	0,85	0,92
Rb	-	6	8	-				
Sr	1419	1311	2997	1139				
Ba***	570	2640	2880	720				
Y	3	8	18	2				
Zr	121	33	62	22				
Nb	1	20	-	44				
Sr/Ba	2,5	0,5	1,04	1,6				

Примечание. Содержания оксидов (мас.%) и микроэлементов (г/т) определены в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН Глуховой Н.М. и Колмогоровым Ю.Л. методами РФА. * -материалы Тенгизбайской ПСП (Ненахов В.М. и др., 1988). ** -концентрации CO_2 измерены волюмометрическим методом (ан. Егоров Н.Б., ТГПУ). *** - анализы выполнены в лаборатории РФА КАЦМиЗ Макеевым С.М.

WK = CaO/ CaO+MgO+ΣFe_2O_3+MnO (Woolley, Kempe, 1989). (-) – компонент не обнаружен.

Особенности химизма амфиболов и слюд. Типохимизм амфиболов и слюд карбонатитов в целом определяется достаточно узким диапазоном составов. Слюдистые минералы ограничиваются биотит-флогопитовой серией твердых растворов, а для амфиболов в наибольшей степени характерны гастингситы и вариететы ряда рихтерит-магнезиоарфведсонит или магнезиоарфведсонит-рибекит (Самойлов, 1975; Le Bas, Srivastava, 1989). Результаты сравнительного анализа этих минералов в карбонатитовых комплексах многих районов мира позволяют также утверждать, что в равновесии с карбонатитовой магмой, как существенно кальциевой, так и магнезиальной, совместно с низкотитанистым (< 2 мас.% TiO_2) и малоглиноземистым (Al_2O_3 9-12 мас.%) флогопитом могут кристаллизоваться исключительно магнезиоарфведсониты с mg 0,65-0,80 и низким содержанием Al_2O_3 и TiO_2 (Le Bas, Srivastava, 1989). При этом встречающиеся отклонения указанных параметров предлагается интерпретировать как проявление процессов метасоматического карбонатитообразования в условиях флюидного взаимодействия с породным субстратом различного состава (рис. 1,2).

Амфиболы и слюды изученных карбонатитов во многом соотвествуют композиционным критериям, установленным для подобного типа пород. Вместе с тем, некоторые особенности химизма минералов не позволяют однозначно судить об их первично-магматической природе. Наибольшие

отличия отмечаются у амфиболов, которые, несмотря на обычную для карбонатитов принадлежность к серии рихтерит-магнезиоарфведсонит (рис. 1а, табл. 2) и низкое содержание Al_2O_3 и TiO_2, обладают заметно более высокой (особенно рихтерит) магнезиальностью mg 0,80-0,99 и не попадают по этому показателю в область значений типичных составов.

Таблица 2. Химический состав (мас.%) амфиболов и слюд карбонатитов матчайского комплекса

Образец	1081/3	1082/1	1080/2	1084	К 37/3
Номер	1	2	3	4	5
SiO_2	58,18	57,78	57,90	58,09	58,18
TiO_2	0,12	0,09	0,16	0,12	0,31
Al_2O_3	0,16	0,06	0,44	0,47	0,12
FeO	0,15	2,19	9,09	7,10	7,43
MnO	0,07	0,00	0,00	0,00	0,19
MgO	25,79	24,45	19,98	20,93	20,60
CaO	8,62	5,76	0,83	1,71	2,09
Na_2O	5,11	6,22	9,20	8,62	8,30
K_2O	1,92	2,17	1,77	1,93	1,88
BaO	0,00	0,05	0,05	0,00	0,03
Сумма	100,12	98,77	99,42	98,97	99,13
mg	0,99	0,95	0,80	0,84	0,83

Обра-зец	1080	1080а	1081	1080/2	1082/1	1084	1086	К 123/3	1085
Номер	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	39,99	39,08	40,47	42,19	41,54	42,46	43,42	42,65	32,67
TiO_2	0,29	0,81	0,56	0,85	0,06	0,61	0,67	0,87	3,27
Al_2O_3	13,49	14,30	13,54	11,71	11,43	11,38	11,85	12,36	11,92
FeO	6,41	5,01	4,69	3,62	2,52	3,49	3,58	2,47	37,53
MnO	0,03	0,07	0,00	0,00	0,00	0,08	0,02	0,02	0,21
MgO	23,48	23,79	25,18	25,13	26,44	25,79	26,51	26,82	0,72
CaO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
Na_2O	0,12	0,25	0,27	0,07	0,05	0,14	0,06	0,05	0,06
K_2O	10,24	9,95	10,18	10,32	10,39	10,49	10,08	10,16	8,71
BaO	0,15	0,73	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,11
Сумма	94,20	94,02	95,09	93,89	92,43	94,44	96,21	95,46	95,21

Примечание. 1-2 – рихтериты; 3-5 – магнезиоарфведсониты; 6-13 – флогопиты; 14 – лепидомелан. mg=Mg/Mg+Fe_T. Условия съемки: микроанализатор Camebax, 20 kV, 40 нА, диаметр зонда не более 5 мк (аналитик Цепин А.И., ИГЕМ РАН).

На дискриминационной диаграмме Ca-Mg-Fe_T они формируют тренд, совпадающий с направлением изменчивости химизма амфиболов, характерных для фенитизированных, изначально обогащенных магнием пород (рис. 1б).

Слюда в карбонатитах штокообразного тела представлена двумя разновидностями флогопита. В парагенезисе с амфиболом развивается высокомагнезиальный флогопит (MgO~25-27 мас.%), плеохроирующий в светлокоричневых до бесцветного тонах. Содержание Al_2O_3 в его составе не превышает 11-12 мас.%, что обычно характерно для карбонатитовых ассоциаций (Le Bas, Srivastava, 1989). В случае отсутствия амфибола в породе отмечается слабо плеохроирующий флогопит светлозеленого цвета, имеющий сравнительно более высокое содержание глинозема (~13,5-14,3 мас.%) и пониженную магнезиальность (табл. 2, ан. 6-8). В тройной системе FeO_T-MgO-Al_2O_3 составы обеих разновидностей минерала образуют автономное компактное поле, не перекрывающее область первичных слюд магматогенных карбонатитов (рис. 2). О неравновесном, флюидном характере среды карбонатитообразования и зависимости химизма минералов от типа породного субстрата в матчайском комплексе косвенно свидетельствует появление викарирующего лепидомелана (табл. 2, ан. 14) в тех карбонатитовых жилах, которые расположены в биотитсодержащих нефелиновых сиенитах. Аналогичные, сильно обогащенные железом, слюды уже отмечались в карбонатитах и нефелиновых сиенитах соседней щелочной интрузии Дарай-Пиоз (Владыкин Н.В., Дусматов В.Д., 1996).

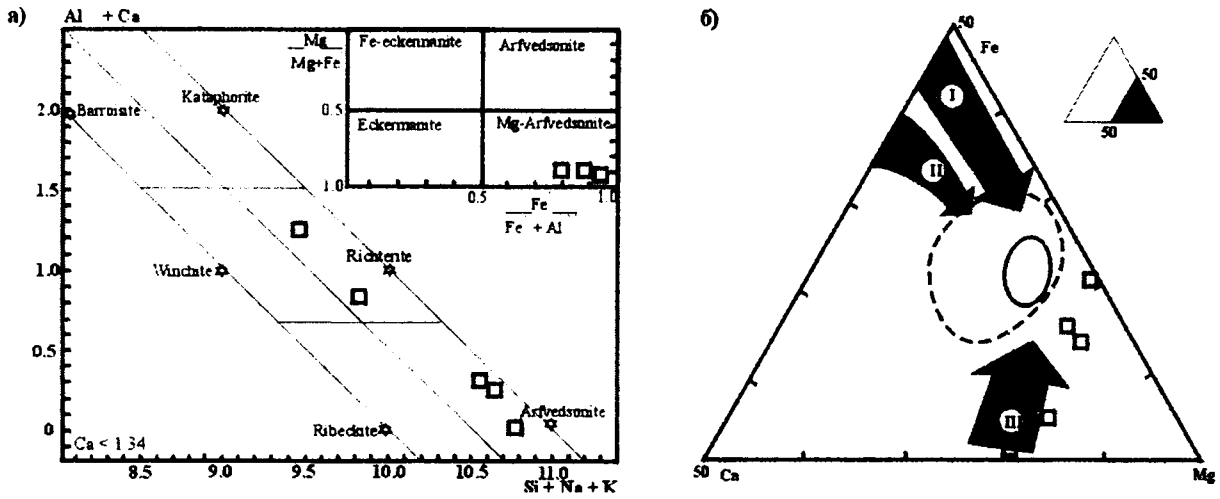


Рис. 1. (а) Составы амфиболов из карбонатитов матчайского комплекса на классификационных (Al^{IV}+Ca)-(Si+Na+K) и (Mg/Mg+Fe^{2+})-(Fe^{3+}/Fe^{3+}+Al^{VI}) (Giret et al., 1980; Leak, 1978). (б) Ca-Mg-Fe_T соотношение катионов в амфиболах карбонатитов матчайского комплекса. Области составов амфиболов, наиболее часто встречающихся в карбонатитах или находящихся в равновесии с карбонатитовой магмой (Le Bas, Srivastava, 1989), обозначены соответственно, пунктиром и сплошной линией. Тренды I-III фиксируют изменчивость химизма минералов в фенитизированных гранитах, гнейсах и пелитах (I), амфиболитах (II) и богатых Mg породах (III).

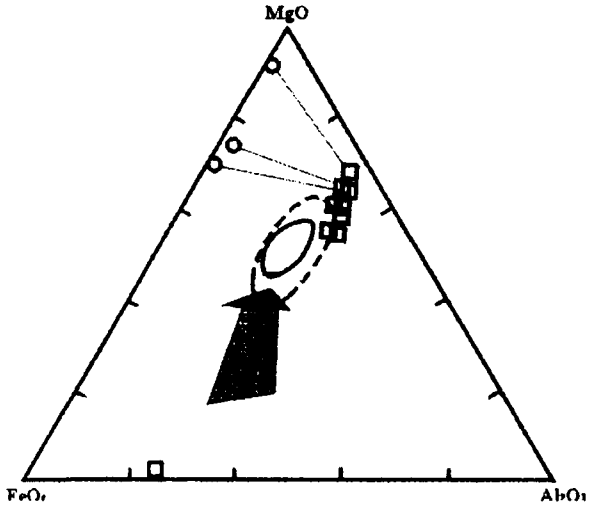


Рис.2. Относительные содержания (мас.%) MgO-FeO_T-Al_2O_3 в слюдах из карбонатитов матчайского комплекса. Коннодами соединены составы сосуществующих амфиболов (полые кружки). Тренд преобладающих составов биотитов в фенитах (Le Bas, Srivastava, 1989) показан серым фоном, области составов слюд, часто встречающихся в карбонатитах или находящихся в равновесии с карбонатитовой магмой (Le Bas, Srivastava, 1989), - соответственно, пунктиром и сплошной линией.

Изотопная геохимия карбонатитов

Согласно современным представлениям, первичные карбонатиты имеют мантийные изотопные характеристики (Carbonatites..., 1989; Bell et al., 1999). Обычно это достаточно узкие области значений, экстремальные отклонения от которых рассматриваются уже как проявление процессов (а) контаминации мантийного источника карбонатитового вещества, включая рециклинг неорганического углерода земной коры в зонах субдукции, (б) селективной коровой контаминации при дифференциации карбонатизированных силикатных магм, (в) взаимодействия типа флюид-порода на поздних стадиях эволюции магматических комплексов (Santos, Clayton, 1995; Покровский и др., 1998; Ray, Ramesh, 1999a).

Возможное влияние этих процессов при формировании карбонатитов матчайского комплекса мы попытались оценить на основе полученных данных по их изотопному составу углерода, кислорода и водорода, определенному в породообразующих минералах: кальците, слюдах, амфиболе, магнетите и апатите (табл. 3.) Измерения проводились Б.Г. Покровским (лаборатория геохимии изотопов и

геохронологии ГИН РАН) на масс-спектрометре МИ-1201В по общепринятой методике. Точность определений $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ составила ± 0,2‰, δD ± 2‰.

Таблица 3. Изотопный состав карбонатитов матчайского комплекса

Образец	$\delta^{13}C_{cc}$	$\delta^{18}O_{cc}$	$\delta^{18}O_{mt}$	$\delta^{18}O_{ap}$	$\delta^{18}O_{phl}$	$\delta^{18}O_{am}$	δD_{phl}	δD_{am}	$T°C_{cc-mt}$
1080	-2,7	22,1			16,4				
1080a	-2,3	23,0	13,5						504
1080/2	-3,5	21,2			14,7	16,5	-57	-41	(434)**
1081	-1,9	21,8	11,9		16,1				488
1084	-6,5	18,6							(418)**
1085	-4,4	18,0			11,9*		-58		
1086	-3,9	20,7		17,2					
K-121/3	-3,0	21,4							
K-125/1	-4,0	19,8							

Примечание. cc- кальцит, mt-магнетит, ap-апатит, phl-флогопит (*-лепидомелан), am-амфибол. Значения изотопного состава даны относительно стандартов PDB ($\delta^{13}C$), SMOW ($\delta^{18}O$, δ D) в промилле. Температуры изотопно-кислородного равновесия $T°C_{cc-mt}$ рассчитаны по формулам: 1000ln α (кальцит-магнетит) =5,74 x ($10^6/T^{-2}$) (Clayton, Kieffer, 1991) и 1000ln α (кальцит-магнетит) =4,2 x ($10^6/T^{-2}$) +1,1** (Conway, Taylor, 1969).

Распределение значений изотопного состава углерода и кислорода карбонатной составляющей изученных пород характеризуется слабо выраженной положительной корреляционной зависимостью (рис. 3). В процессах карбонатитообразования отмеченная тенденция в разной степени может проявляться либо как следствие релеевского изотопного фракционирования в течение кристаллизации карбонатитовых жидкостей, либо свидетельствует о смешении глубинной CO_2 с изотопически более тяжелой углекислотой осадочного происхождения (Кулешов, 1986; Deines, 1989; Ray, Ramesh, 1999a). Учитывая особенности геологической позиции и возраст матчайского комплекса, в данном случае на формирование источника вещества карбонатитов, по-видимому, мог также оказать влияние рециклинг субдуцированного неорганического углерода земной коры ($\delta^{13}C_{cp}$~ 0‰; Schidlowski, Aharon, 1992), вызвавший широкие вариации ($\delta^{13}C$ –6,5…-1,9‰, табл. 3) изотопного состава углерода карбонатитов от мантийных ($\delta^{13}C$ –6±1‰, Ray, Ramesh, 1999a) до типично коровых значений.

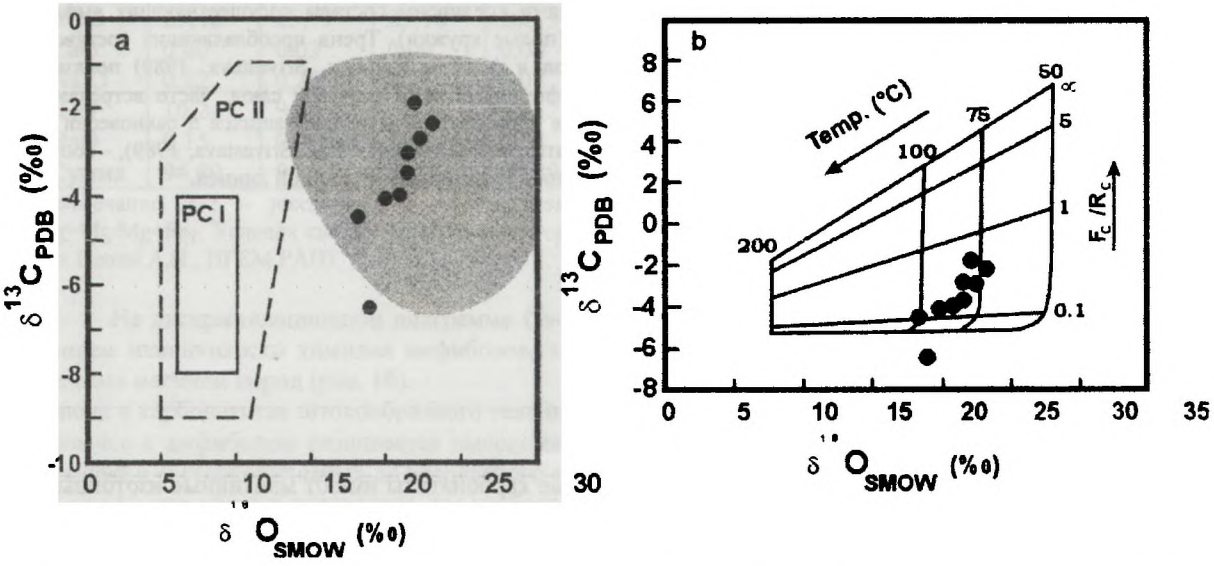


Рис. 3. (а) Изотопный состав углерода и кислорода карбонатитов матчайского комплекса (залитые кружки). Поля первичных карбонатитов - PC I (Keller, Hoefs, 1995) и PC II (Ray, Ramesh, 1999b). Серым фоном показана область составов кальцита поздних карбонатитов из некоторых комплексов Индии (Ray, Ramesh, 1999a). (b) Эволюция изотопного состава карбонатитов матчайского комплекса в модельной системе взаимодействия флюид – порода. Исходный состав породы предположительно $\delta^{13}C$ –5,0‰ и $\delta^{18}O$ 8,0‰; состав флюида $\delta^{13}C$ –1,0‰ и $\delta^{18}O$ –3,0‰ при CO_2/H_2O=0,001. F_c/R_c – отношение содержаний углерода во флюиде и в породе (Ray, Ramesh, 1999a).

Вместе с тем, наблюдаемые величины $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ образуют компактный тренд, сопоставимый с областью составов кальцита поздних карбонатитов (рис.3а), изотопные параметры которых во многом

зависят от степени и характера посткристаллизационного взаимодействия флюид – порода, нарушающего первичное изотопное соотношение. Согласно унифицированной модели этого процесса (Ray, Ramesh, 1999a,b), экстремальное увеличение значений $\delta^{18}O$ в кальците карбонатитов матчайского комплекса по сравнению с мантийным карбонатитовым веществом (7-10‰), вероятно, вызвано вторичными изменениями, происходившими в породах под воздействием небольших объемов существенно водного и низкотемпературного (75-100^{0}C) флюида метеорно-гидротермального генезиса (рис. 3b). Подобное взаимодействие, по-видимому, практически не отразилось на изотопно-кислородных системах других породообразующих минералов карбонатитов (табл. 3). Очевидно, что в процессе своего формирования они испытали заметное влияние корового компонента, выразившееся в обогащении тяжелым ^{18}O. Однако явных признаков инверсии изотопного фракционирования в сосуществующих силикатах, магнетите и апатите, которых следовало бы ожидать при изменениях, связанных с участием нагретых атмосферных вод ($\delta^{18}O<0‰$), не обнаруживается. Более того, судя по полученным значениям δD (-41...-58‰, табл. 3), слюды и амфиболы обладают не нарушенными изотопно-водородными системами и сохранили магматогенную воду.

Фракционирование изотопов кислорода, установленное нами в таких минеральных парах как кальцит-флогопит (1000ln $\alpha=\Delta^{18}O$ 5,7-6,5‰), флогопит-магнетит ($\Delta^{18}O$ 4,2‰) достигает значений, которые приблизительно соответствуют изотопно-равновесным температурам 450-500^{0}C, рассчитанным для контаминированных карбонатитов комплекса Тапира (Tapira) в Южной Бразилии (Santos, Clayton, 1995). При близких температурах, возможно, достигли изотопного равновесия сосуществующие магнетит и кальцит (табл. 3), однако учитывая характер вторичных изменений карбоната, следует предполагать более высокотемпературные условия минералообразования карбонатитов матчайского комплекса.

Анализ приведенных данных позволяет сделать следующие выводы:

- карбонатиты матчайского комплекса сформировались в процессе кристаллизации высокотемпературного солевого флюида, генетически связанного с эволюцией щелочных расплавов сиенитового состава;
- источник вещества изученных карбонатитов имеет смешанную мантийно-коровую природу;
- как и во многих других магматических комплексах, на поздних стадиях карбонатитообразования проявлены низкотемпературные изотопные эффекты вторичного взаимодействия типа водный флюид – порода.

Литература

Багдасаров Ю.А. Редкометальный рудный потенциал магматических и гидротермально-метасоматических карбонатитов // Геол. рудн. месторожд. 1994. Т. 36. № 4. С. 326-335.

Владыкин Н.В., Дусматов В.Д. Химический состав слюд массива Дарай-Пиоз (Таджикистан) // ЗВМО. 1996. № 3. С.84-94.

Егоров Л.С. Проблема полиформационности карбонатитов и псевдокарбонатиты // ЗВМО. 1990. Вып. 3. С. 99-111.

Капустин Ю.Л. Геохимия стронция и бария в породах карбонатитовых комплексов // Геохимия. 1983. № 7. С. 931-944.

Кулешов В.Н. Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов. М.: Наука, 1986. 124 с.

Майоров И.П., Гаврилин Р.Д. Карбонатиты из верхнепалеозойской геосинклинали Туркестано-Алая // Сов. геология. 1971. № 10. С. 111-116.

Ненахов В.М., Хрестенков П.А. К вопросу о генезисе щелочных комплексов Туркестано-Алая // ЗВМО. 1988. Вып. 5. С. 587-594.

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.

Самойлов В.С., Гормашева Г.С. Щелочные амфиболы карбонатитов и генетически связанных с ними пород // ЗВМО. 1975. Вып. 3. С. 145-159.

Соколов С.В. Генетическая природа, формационная принадлежность и условия образования карбонатитов. М.: Геоинформмарк, 1993. 73 с.

Шинкарев Н.Ф. Происхождение магматических формаций. Л.: Недра, 1978. 303 с.

Bell K., Kjarsgaard B.A., Simonetti A. Carbonatites – into the twenty-first century // J. of Petrol. 1999. V. 39. № 11&12. P. 1839-1845.

Carbonatites: Genesis and Evolution. Ed. K.Bell. London: Unwin Hyman, 1989. 601 p.

Clayton R.N., Kieffer S.W. Oxygen isotopic thermometer calibrations // Stable isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein (ed. H.P.Taylor Jr. et al.). The Geochem. Soc., Spec.Publ. № 3. 1991. P. 3-10.

Convey C.H., Taylor H.P. $^{18}O/^{16}O$ and $^{13}C/^{12}C$ ratios of coexisting minerals in the Oka and Magnet Cove carbonatite bodies // J. Geol. 1969. V. 77. № 5. P. 618-626.

Deines P. Stable isotope variations in carbonatites // Carbonatites. Genesis and Evolution. Unwyn Hyman, London. 1989. P. 301-359.

Giret A., Bonin B., Leger J.M. Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes // Canad. Mineral. 1980. V. 18. P. 481-495.

Keller J., Hoefs J. Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatite from Oldoinyo Lengai // Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and the ptrogenesis of natrocarbonatites. Ed. K. Bell & J. Keller. IAVCE I. Proc. Volcanol. 1995. V. 4. P. 113-123.

Leak B.E. Nomenclature of amphiboles // Miner. Mag. 1978. V. 42. P. 533-563.

Le Bas M.J., Srivastava R.K. The mineralogy and geochemistry of the Mundwara carbonatite dykes, Sirohi District, Rajasthan, India // Neues Jahrbuch Miner. Abh. 1989. V. 160. № 2. P. 207-227.

Ray J.S., Ramesh R. Evolution of carbonatite complexes of the Deccan flood basalt province: stable carbon and oxygen isotopic constraints // J. Geophys. Res. 1999a. V. 104. № B12. P. 29,471-29,483.

Ray J.S., Ramesh R. A fluid-rock interaction model for carbon and oxygen isotopic variations in altered carbonatites // J. Geol. Soc. India. 1999b. V. 54. P. 179-186.

Santos R.V., Clayton R.N. Variations of oxygen and carbon isotopes in carbonatites: a study of Brazilian alkaline complexes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. № 7. P. 1339-1352.

Schidlowski M., Aharon P. Carbon cycle and carbon isotope record: Geochemical impact of life over 3.8 Ga of Earth history // Early Organic Evolution: Implications of mineral and energy resources.Ed. M. Schidlowski et al. Springer-Verlag, New York. 1992. P. 260-290.

Wallace M.E., Green D.H. An experimental determination of primary carbonatite magma composition // Nature. 1988. V. 335. P.343-346.

Woolley A.R., Kempe R.C. Carbonatites: Nomenclature, average chemical compositions, and element distribution // Carbonatites. Genesis and Evolution. Ed. K.Bell. Unwyn Hyman, London. 1989. P. 1-14.

ПЕТРОЛОГИЯ S-ТИПОВ ГРАНИТОВ

А.И. Гусев
ФГУП « Горно- Алтайская ПСЭ », с. Малоенисейское

Впервые S-тип гранитов был выделен Б. Чаппеллом и А. Уайтом (Chappell,Whit 1974) как результат частичного плавления метаосадочных пород. В них, как правило, встречаются реститы последних, а плутоны, сложенные S-типом гранитов, сопровождаются мигматитами. Это гиперглинозёмистые граниты с нормативными и модальными высокоглинозёмистыми минералами: кордиеритом, андалузитом, силлиманитом, гранатом. S-тип гранитоидов, как считали многие петрологи, характерен для коллизионных геодинамических обстановок (Barbarin, 1990;
Петрологическое изучение..., 1995).

В последнее время номенклатура, петрогенезис и геодинамические обстановки формирования первоначального S-типа гранитоидов расширились. Среди них выделяются две группы:1- ультраметаморфические автохтонные и параавтохтонные биотитовые и двуслюдяные стресс-граниты и 2- аллохтонные палингенные граниты в первоначальном понимании Б. Чаппелла и А. Уайта.

Ультраметаморфические пара- и автохтонные граниты S-типа повсеместно встречаются среди супракру стальных пород и сопровождаются полями мигматитов. Это конформные тела с метаморфическими породами вмещающей их инфраструктуры. Размеры массивов от 1,5 до нескольких сотен квадратных километров. Распространены они в древних кристаллических массивах платформ, гранито-гнейсовых куполах среди структурно-вещественных комплексов коллизионных геодинамических обстановок, комплексов метаморфических ядер Алтае-Шотландского типа (по Г.А. Владимирову). Повсеместно обнаруживается приуроченность этих гранитоидов к зонам глубинных разломов мантийного заложения. Неотъемлемой частью таких разломов являются обширные поля фельдшпатизации, гнейсификации и милонитизации кристаллических пород. Фельдшпатизация и щелочной метасоматоз, являющиеся результатом дегазации мантии, дренируемой по глубинным разломам, являются начальным этапом гранитизации и приближают состав протолита к появлению так называемого минимального расплава, и превращению его в гнейсогранит. Теоретические представления о процессах гранитизации были заложены Д. С. Коржинским.

Палингенные аллохтонные граниты S_2-типа встречаются лишь среди структурно-вещественных комплексов позднеколлизионных геодинамических обстановок, нередко в ассоциации с ультраметаморфическими пара- и автохтонными гранитами. По времени формирования они образуются позднее последних, нередко имеют интрузивные контакты с ними и дают ороговикование во вмещающих породах. Они дают дискордантные тела изометричной округлой формы.

родах. Они дают дискордантные тела изометричной округлой формы.

Химические составы пород обсуждаемых S_1 и S_2- типов гранитов близки. Для их различия предпринята попытка разграничения по составам биотитов. Известно, что более достоверные результаты для классификационных целей и генетических представлений даёт изучение составов минералов, так как последние отражают геохимические особенности среды минералообразования (Ляхович, 1987), являясь своего рода генотипом породы.

На основе опубликованных составов биотитов и авторских данных (596 анализов) по многочисленным регионам проведена оценка средних содержаний элементов в биотитах вышеуказанных типов S-гранитов (таблица). В выборки вошли составы биотитов S-гранитов Алтае-Саянской складчатой области, Забайкалья, Калба-Нарымской зоны, Карелии, Алдана, Дальнего Востока, Средней Азии, Австралии, Западной Европы, Высоких Гималаев, Южного Китая, Вьетнама и других регионов.

Таблица Составы биотитов S-типов гранитов

компоненты	S_1-тип, стресс-граниты, n=311		S_2-тип, палингенные граниты, n=285	
	X	s	X	s
Si02	35,08	0,55	35,42	1,44
Ti02	2,60	0,42	3,07	0,508
AlOз	17,97	1,94	17,31	1,82
Fe3Oз	3,37	0,67	4,15	2,904
FeO	20,05	1,35	17.27	2,87
MnO	0,38	0,14	0,602	0,43
MgO	5.69	1,69	8,53	2,29
CaO	0,082	0,06	0,649	0,366
Na20	0,15	0,047	0,241	0,094
KiO	9.22	0,715	7,66	0,701
P205	0,158	0,065	0,157	0,118
F	1,137	0,107	0,543	0,247
$H20^+$	2,71	0,25	3,56	1,096
C1	0,0926	0,057	0,148	0,1
Li20	0,036	0,017	0,073	0,036
Rb20	0,041	0,019	0,088	0,0405

Примечания: n -- объём выборок, X - средние содержания компонентов в %, s -стандартные отклонения

Анализ таблицы показывает, что биотиты S_1- и S_2-типов гранитов различаются по содержаниям FeO, MgO, CaO, K20, F, H_2O^+, C1, Li_20 и Rb_20. По первичным анализам построена дискриминационная диаграмма в координатах log (X_F/ X_{OH}) - log (X_{Mg} / X_{Fe}) в биотитах, позволяющая чётко разграничивать вышеуказанных два типа гранитов (рисунок).

S_1-тип гранитов по термодинамическим условиям образования даёт широкие вариации. Наиболее высокотемпературные S_1-типы (Калгутинский комплекс Калба-Нарымской зоны) образуются в породах гранулитовой фации метаморфизма при P > 13,75 кбар (по появлению альмандин-пиропового граната) и температурах 1000-1100°C. При этом генерируются сухие гранитные расплавы в очень высоких восстановительных условиях. В таких гранитах образуется F-биотит с низкими со держаниями воды (0,10-0,30 вес. %) и аномально низкой кислотностью (условный потенциал ионизации 171-173), что, видимо, объясняется изначально высокой меланократовостью протолита, претерпевшего гранулитовый метаморфизм. На противоположном конце температурного спектра формировались высокощелочные граниты S_1-типа среди пород эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма (южно-чуйский, томский и другие комплексы). Температуры кристаллизации таких гранитов от 520 до 720°C и давлениях 1,5-3,0 кбар при высокой восстановленности флюидов и значительной

активности воды и щелочей. В условиях наибольшего стресса флюиды (H_2O, HCl) могут удаляться из участков гранитизации, а щёлочи могут играть роль плавней. Известно, что щёлочи снижают температуры плавления алюмосиликатных пород на сотни градусов. С гранитоидами S_1-типа оруденение не формировалось.

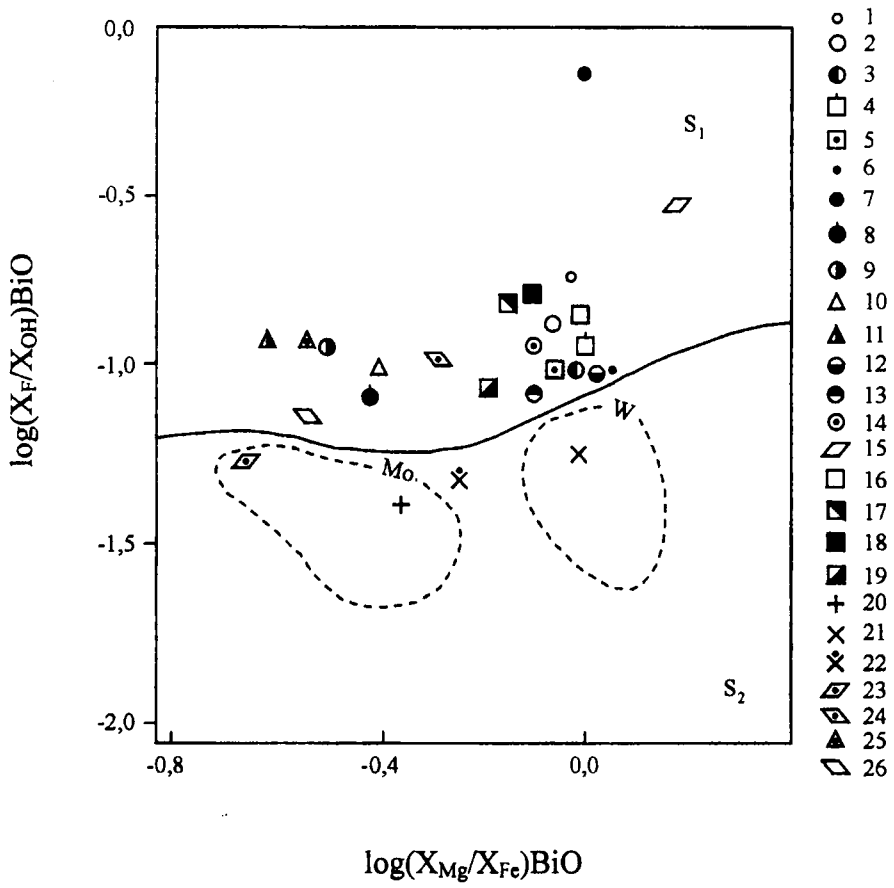


Рис.1. Диаграмма $\log(X_F/X_{OH})$-$\log(X_{Mg}/X_{Fe})$ в биотитах гранитоидов коллизионных обстановок и комплексов метаморфических ядер.

Поля гранитоидов: S_1-S-тип двуслюдянных, биотитовых гранитов, лейкогранитов коллизионных обстановок, покровных и сдвиговых зон, комплексов метаморфических ядер (стресс-граниты, и параавтохтонные); S_2-S-тип биотитовых гранитов позднеколлизионных обстановок (аллохтонные, интрузивные граниты).

Горный Алтай: 1-лейкоксома мигматитов южно-чуйского комплекса; 2-биотитовые граниты Кубадринского массива; Салаир: 3-лейкоксома мигматитов ангурепского комплекса; Колывань-Томский выступ: 4-лейкоксома мигматитов томского комплекса; 5-биотитовые граниты томского комплекса; Восточная Калба (Казахстан): 6-лейкоксома мигматитов известково-глиноземистого комплекса; 7-гранат-биотитовый гранодиорит Калгутинского массива; 8-двупироксеновые амфибол-биотитовые граниты Курчумского массива; Памир: 9-двуслюдяные граниты Памирско-Шунгайского плутона; Забайкалье: 10-биотитовые граниты борщевочного комплекса; 11-биотитовые граниты урулюнгаевского комплекса; Олекминский становик: 12-биотитовые адамеллиты олекминского комплекса; 13-биотитовые граниты олекминского комплекса; 14-двуслюдяные граниты олекминского комплекса; Алданский щит: 15-лейкоксома мигматитов; Большой Кавказ: 16-лейкоксома мигматитов (р.Тызыл); 17-биотитовые граниты Тызыльского массива; 18-лейкоксома плагиомигматитов (Кыртык); 19-биотитовый лейкогранит Кыртыкского массива; 20-биотитовый гранит Уллукамского массива; 21-двуслюдяные граниты Кти-Тебердинского массива (I фаза); 22-биотитовые лейкограниты Кти-Тебердинского массива (II фаза); Высокие Гималаи: 23-биотитовые лейкограниты Манаслу; Англия: 24-двуслюдяные граниты Корнубийского батолита; Франция: 25-двуслюдяные лейкограниты плутона Лимузен, Центральный Французский массив; Австралия: 26-биотитовые граниты плутона Кума, Новый Южный Уэльс.

S_2-тип гранитов давал расплавы в более окислительных условиях. Температуры кристаллизации гранитов имеют широкий диапазон от 660 до 850° С при давлениях 1,3-2,2 кбар. В многофазных плутонах степень окисленности и кислотность расплавов увеличивались в заключительных фазах. Акцессорный гранат в S_2-типе гранитов варьирует по составу в альмандин-спессартиновом изоморфном ряду. С анализируемыми гранитоидами связано вольфрамовое и молибденовое оруденение в рудных

районах Горного Алтая (Щебетинское), Приморья (Восток-2, Лермонтовское), Южного Китая, Северного Кавказа (Уллукамское). На диаграмме вольфрамоносные и молибденоносные гранитоиды образуют достаточно разобщённые поля (рис.). Более железистые биотиты характерны для рудно-магматических систем с молибденовым оруденением, а магнезиальные - для вольфрамовых. Рудогенерирующие гранитоиды S_2-типа характеризуются более высокими парциальными давлениями и фугитивностями H_2O, CO_2, HF.

Литература

Ляхович В.В. Состав минералов - индикатор происхождения пород.// Минер. журнал, 1997, т. 9, №1. С. 16-24.

Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок. /Остроумова А.С., Станкевич Е.К., Цеттер И.Я. и др. М.: Недра, 1995. 217с.

Barbarin B, Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. Geological Journal, 1990, v. 25, p. 227-238.

Chappell B.W., White A.I.R. Two contrasting granite types. Pacific Geology, 1974, № 8, p. 173-174.

МИНЕРАЛОГИЯ ПЛАТИНОИДОВ ИЗ РОССЫПЕЙ БУРЯТИИ, ИХ ВОЗМОЖНЫЕ КОРЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ

Б. Б. Дамдинов, Ю. Ч. Очиров
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Находки минералов платиновой группы (МПГ) в россыпях Бурятии известны с начала 20 века. Они отмечались в работах Н. Ячевского, Н. Высоцкого (для Восточного Саяна), А. Н. Булгатова, Э. Г. Конникова и др. (для Северного Прибайкалья) и в съемочных работах по Муйскому району Республики Бурятия.

В результате наших исследований, платиноиды в россыпях на территории Бурятии обнаружены в пределах Восточного Саяна, Джидинского района, Северного Прибайкалья и Муйского района.

МПГ в россыпях, из-за высокого удельного веса залегают в нижней части плотика, на коренном ложе, а также в трещинках подстилающих русло пород, по которым они проникают на глубину до 1 м. Они имеют в основном ярко-белый, до серого цвет и размер до 1.5 мм.

В Восточном Саяне, платиновые минералы найдены в россыпях рек Китой, Хончен и Ехэ-Шигна. Минералы образуют зерна неправильной формы и гексагональные кристаллы и представлены твердыми растворами системы Ru-Os-Ir: рутениридосмином, иридосмином и самородным осмием (табл. 1), в которых в виде включений присутствуют осмирид (в мас.%: Pt - 6.08, Ru – 5.1, Os – 26.13, Ir – 60.45, Rh – 1.85), изоферроплатина (Pt – 81.31, Os – 0.46, Ir – 4.18, Rh – 1.04, Ni – 1.99, Fe – 10.07), медистая платина (Pt – 71.73, Cu – 14.58, Sb – 5.29, Ni – 3.95, Fe – 3.37), сплав элементов платиновой группы (ЭПГ) сложного состава (Pt – 35.8, Ru – 17.6, Os – 11.33, Ir – 28.3, Rh – 4.16) и арсенид никеля и родия (Rh – 40.19, Pd – 1.55, Ni – 23.24, As – 30.26), а также каймы и оторочки сложенные ирарситом (Pt – 9.79, Ru – 5.81, Os – 2.38, Ir – 40.09, As – 25.8, S – 9.96) и иридистым эрликманитом (Ru – 7.1, Os – 51.1, Ir – 29.82, S – 11.36), кроме того в составе шлиха присутствует значительное количество аваруита (до 8 об.%). В зерне самородного осмия установлены включения миллерита и пентландита (табл. 2).

Таблица 1: Химические составы минералов ЭПГ из россыпей Восточного Саяна.

№	Pt	Ru	Os	Ir	Rh	Сумма
1	2.12	16.92	46.02	32.06	1.78	99.04
2	-	11.56	50.94	37.59	0.26	100.49
3	2.79	21.27	40.58	33.43	1.17	99.49
4	1.08	9.91	49.39	36.64	0.62	98.22
5	2.02	5.99	52.75	37.51	0.32	98.93
6	-	2.44	88.05	10.35	-	100.93

7	-	12.08	48.33	37.20	-	98.03
8	-	4.68	54.11	38.95	0.2	98.33

Примечание: 1 – 3 – рутениридосмин (р. Китой), 4 - 5 – иридосмин (р.Китой), 6 – самородный осмий (р.Ехэ-Шигна), 7 – рутениридосмин (р. Хончен), 8 – иридосмин (р. Хончен).

Таблица 2. Химический состав включений в самородном осмии из россыпи р. Ехэ-Шигна (вес%):

№ пробы	Ni	Fe	S	Cu	Co	Сумма
Ex-106-1	71,61	0,12	26,3	0,11	0,43	98,58
-2	71,57	0,14	26,78	<0,12	<0,11	98,49
-3	70,24	0,62	27,21	0,67	0,45	99,19
-4	45,73	18,47	34,11	0,11	0,45	98,87
-5	64,50	1,29	33,79	0,24	<0,07	99,83

Примечание: Ex-106-1 – 3 – миллерит, Ex-106–4 – пентландит, Ex-106–5 – миллерит с примесью железа. Анализ проведен в ГИН СО РАН на микрозонде МАР-3. Аналитики: Канакин С.В., Загузин Г.Н.

В Джидинском районе МПГ обнаружены в россыпях ручьев Ивановский, Мыргеншена и Ладыженга. По форме зерен преобладают правильные гексагональные кристаллы. По химическому составу они относятся к твердым растворам системы
Ru-Os-Ir: рутениридосмину, реже иридосмину и осмириду. В виде включений в этих минералах отмечены сульфиды и сульфоарсениды ЭПГ: ирарсит-осарсит и иридистый эрликманит (табл.3).

Таблица 3: Химические составы минералов ЭПГ из россыпей Джидинского района.

№	Pt	Ir	Ru	Os	As	S	сумма
1	1.29	32.03	33.10	31.66	-	-	98.24
2	3.84	38.31	13.91	41.75	-	-	98.40
3	4.05	35.65	21.76	37.51	-	-	99.12
4	4.63	60.99	1.61	30.77	-	-	99.08
5	1.34	35.68	0.97	60.40	-	-	98.64
6	0.78	35.33	8.22	38.25	13.16	6.01	102.23
7	-	27.05	8.77	33.60	1.48	27.75	99.25

Примечание: 1–3 – рутениридосмин, 4 – осмирид, 5 – иридосмин, 6 – ирарсит-осарсит (включение),7 – иридистый эрликманит (включение).

В Северном Прибайкалье платиноиды найдены в россыпях рек Ковынах и Нерунда. МПГ из россыпи р. Ковынах представлены рутениридосмином и изоферроплатиной (табл.4), которая образует срастание с золотом (в мас.%: Au – 91.24, Ag – 1.56). На р. Нерунда (табл. 5)из платиновых минералов преобладает сперрилит, образующий правильные кристаллы, реже со сколами, в подчиненном количестве присутствуют твердые растворы системы Ru-Os-Ir: рутениридосмин, иридосмин и осмирид, образующие слабо окатанные пластинчатые агрегаты. В виде включений в них обнаружены ирарсит и эрликманит.

Таблица 4: Химические составы МПГ из росспыпи р. Ковынах:

№	Fe	Pt	Ir	Ru	Os	Сумма
1	0,68	0,83	38,55	7,57	50,11	97,91
2	8,23	88,49	0,50	-	0,52	98,38

Примечание: 1 – рутениридосмин, 2 – изоферроплатина

Таблица 5: Химические составы МПГ из россыпи р. Нерунда:

№	Pt	Ir	Ru	Os	As	S	Сумма
1	56,39	0,68	-	0,49	41,98	-	99,54
2	56,47	0,45	-	0,56	42,69	-	100,18
3	2,74	37,76	13,04	44,32	-	-	97,86
4	-	30,71	1,82	66,24	-	-	99,06
5	3,91	60,76	0,30	33,77	-	-	98,92
6	1,16	46,05	0,18	34,72	10,57	5,61	100,46
7	-	11,52	9,67	50,89	0,33	28,57	100,98

Примечание: 1, 2 – сперрилит, 3 – рутениридосмин, 4 – иридосмин, 5 – осмирид, 6 – ирарсит (включение), 7 – эрликманит (включение).

В Муйском районе МПГ найдены в россыпи реки Адян Парамский. Они слагают зерна округлой формы. По химическому составу, из минералов преобладает изоферроплатина, в меньшем количестве обнаружены твердые растворы системы Ru-Os-Ir: рутениридосмин, иридосмин и платиносодержащий осмирид (табл. 6). Кроме самостоятельных зерен, изоферроплатина образует структуры распада твердого раствора в платиносодержащем иридосмине.

Таблица 6: Химические составы МПГ из россыпи р. Адян Парамский:

№	Fe	Ni	Pt	Ir	Ru	Os	Сумма
1	4,92	0,88	89,60	2,82	-	0,69	99,26
2	6,27	0,82	88,45	2,71	-	0,59	99,23
3	8,53	0,20	83,10	5,75	-	0,49	98,80
4	0,17	-	3,78	31,99	22,58	39,58	98,10
5	0,15	-	-	28,93	2,49	67,61	99,18
6	0,14	-	11,94	54,38	1,96	29,40	98,19

Примечание: 1–3 – изоферроплатина, 4 – рутениридосмин, 5 – иридосмин, 6 – платиносодержащий осмирид.

Возможные коренные источники МПГ определялись на основе их минерального и химического состава. Твердые растворы системы Ru-Os-Ir являются продуктами дезинтеграции хромититов, приуроченных к дунит-перидотитовому комплексу офиолитовой ассоциации, которая широко распространена в пределах Восточного Саяна и Джидинского района, что было доказано нашими исследованиями. Так, хромититам характерна рутений-осмий-иридиевая геохимическая специализация, где содержания Ru, Os и Ir достигают соответственно 0.14, 0.184 и 0.15 г/т. Однако, присутствие сульфидов железа и никеля в виде включений в самородном осмии, предполагает, по-видимому, несколько другой его коренной источник.

Что касается северных районов, то преобладание минералов платины (сперрилит и изоферроплатина) над твердыми растворами Ru-Os-Ir, свидетельствует о полигенном источнике этих россыпей, где преобладающая роль принадлежит не хромититам, а базит-гипербазитовым массивам, представленным в данном районе габбро-норитами Чинейского (для Муйского района) и базит-гипербазитами Довыренского (для Северного Прибайкалья) комплексов. Их структурному положению и вещественному составу посвящено несколько работ, поэтому, мы остановимся на наиболее важных для данной работы, характеристиках. В Чинейском комплексе (Конников, Игантович, 1993), платиной и палладием обогащены сульфидизированные монцодиориты подошвы и, в меньшей степени габбронориты средней части разреза, обогащенные титаномагнетитом и сульфидами, приуроченные к экзоконтактам массивов. Из ЭПГ характерно преобладание палладия (в среднем 585 мг/т) и платины (в среднем 194 мг/т), тогда как остальные элементы присутствуют в резко подчиненных количествах. Минералы платиноидов были обнаружены в миллерит-борнит-халькопиритовых рудах эндоконтакта и представлены сперрилитом, медистой платиной, меренскиитом, майчнеритом в ассо-

циации с минералами золота-серебра (электрум, кюстелит и др.). В породах Довыренского комплекса, изученных в пределах Йоко-Довыренского расслоенного массива (Конников и др., 1994), ЭПГ обогащены верхние части дунитовой, троктолитовой и габбровой зон. Из них, наибольший интерес представляют верхи троктолитовой зоны, где платиноидами обогащены прослои анортозитов, содержащих рассеянную сульфидную вкрапленность. Характерно преобладание палладия (до 4, 91 г/т) и платины (до 1, 33 г/т) над остальными платиноидами, содержания которых в сумме не превышают 0,2 г/т. МПГ обнаруженные в этих породах, представлены интерметаллидами платины и палладия (тетраферроплатина, туламинит, звягинцевит и др.).

Таким образом, полученные данные по минералогии и химическому составу МПГ указывают на их возможные коренные источники. Присутствие твердых растворов системы Ru-Os -Ir свидетельствует об участии в их образовании хромитсодержащих ультраосновных пород, связанных с офиолитами. Это было доказано проведенными минералого-геохимическими исследованиями, в результате которых выявлена рутений-иридий-осмиевая геохимическая специализация хромититов и обнаружены твердые растворы аналогичные таковым из россыпей. Присутствие минералов платины, в одном случае, в срастании с золотом, в россыпях говорит о наличии другого коренного источника. Им являются основные и ультраосновные породы Чинейского и Довыренского комплексов, что подтверждается находками в этих породах аналогичных МПГ, их ассоциацией с золотом (для пород Чинейского комплекса), а также платино-палладиевой геохимической специализацией этих пород.

Литература

Э. Г. Конников, В. И. Игнатович. Платинометалльная минерализация в Забайкалье. // Отечественная геология, 1993, №12. С. 15 – 19.

Э. Г. Конников, Е. В. Кислов, Д.А. Орсоев. Йоко-Довыренский расслоенный плутон и связанное с ним оруденение (Северное Прибайкалье).// Геология рудных месторождений, 1994, т. 36, №6. С. 545 – 553.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМЫ И ДОЛОМИТА: КСЕНОЛИТЫ СКАРНОВ В ДУНИТЕ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО МАССИВА

Е.В. Кислов[1], Т. Венцель[2], Л.П. Баумгартнер[2],
Г.Е. Бругманн[3], Э.Г. Конников[4], Д.А. Орсоев[1], Ж.Н. Цыдыпов[1]

[1] Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия; [2] Университет Иоганнеса Гутенберга, Майнц, Германия; [3] Институт химии Общества Макса Планка, Майнц, Германия; [4] Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка Московской области, Россия

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив в Северном Прибайкалье представляет собой линзообразное тело длиной в 26 км и мощностью до 3,5 км. Субвертикальное падение субсогласно со слоистостью вмещающих терригенно-карбонатных пород. Интрузив состоит из четырех зон снизу вверх: нижняя краевая, ультраосновная, расслоенная серия, габброидная. Прикровлевую и приподошвенную части секут силлы габброноритов. Ксенолиты магнезиальных скарнов от n см до 20 м в сечении особенно характерны для ультраосновной зоны. Давление в процессе формирования плутона оценено в 0,5-1,5 кбар, что соответствует близповерхностным условиям.

Наибольшее число ксенолитов магнезиальных скарнов находится в пределах двух горизонтов в верхних 450 м ультраосновной зоны. Проведённое исследование ограничено изучением этой части зоны и проблемой происхождения брусит-форстеритовых скарнов.

Породы ультраосновной зоны представлены плагиодунитами, дунитами и верлитами. К кумулусным минералам относятся хромшпинель и оливин, интеркумулусные минералы – плагиоклаз±клинопироксен±сульфиды Fe, Ni, Cu. Значительные вариации структур наблюдаются даже в пределах шлифа. Это связано с частичным преобразованием первичной кумулусной структуры в результате вторичной перекристаллизации. Она приводит к исчезновению интеркумулусных минералов и очень плотным структурам с равновесными границами зерен («мозаичная структура»). На основании структурных характеристик и незначительного количества интеркумулусных минералов (менее 15%) породы ультраосновной зоны отнесены к мезо- и адкумулатам (Irvine, 1982). Местами породы претерпели интенсивные хрупкие деформации и вторичные изменения – формирование серпентина и хлорита по оливину и клинопироксену.

В каждом образце анализировалось от 10 до 20 зерен каждого минерала. Как кумулусные, так и интеркумулусные минералы однородны. Лишь некоторые зерна хромшпинели содержат участки вторичных изменений.

Магнезиальность mg# [100xMg/(Mg+Fe+Mn+Ca) мол. %] кумулусного оливина (ol) варьирует от 85,4 до 89,7, при чем максимальная магнезиальность (>89) отмечена в трех образцах, отобранных близ скарна. Содержание NiO в оливине варьирует 0,03-0,25%. Минимальные величины (0,03-0,09%) определены в оливине с mg#>89. По концентрациям CaO в оливине разрез можно разделить на четыре части. Оливин нижних 75 м содержит 0,05-0,86% CaO. Наиболее высокие значения наблюдаются непосредственно выше первого горизонта ксенолитов. В пределах следующих 100 м кумулусный оливин сравнительно беден CaO (0,13-0,28%). Третья часть, включающая верхнюю половину второго горизонта скарнов и вышележащие 75 м, сложена оливином, значительно обогащенным CaO (0,54-0,77%). Впоследствии содержание кальция в оливине уменьшается снова (0,17-0,19%). Два образца из верхней части, непосредственно выше горизонтов скарнов, демонстрируют исключительно большие вариации и бимодальное распределение концентраций CaO. Несмотря на значительную деформацию и серпентинизацию этих образцов, можно выделить две группы зерен оливина. Первая группа с низким mg# (85,8 и 89,3) и обогащенная CaO (0,86 и 0,71%). Вторая, напротив – с высоким mg# (86,9 и 90,8) и обедненная CaO (около 0,13%).

Анализировалась центральная часть зерен хромшпинели (sp), образующей включения в кумулусном оливине. Обнаружены широкие противоположные вариации хромистости cr# [100xCr/(Cr+Al) мол. %] и магнезиальности mg# (100xMg/(Mg+Fe^{2+}) мол. %]. Величины cr# изменяются от 24 до 71 с уменьшением вверх по разрезу. Вариации кривой cr# сходны, но не идентичны трендам NiO оливина. Магнезиальность хромшпинели 33-60 и ниже была определена исключительно в пределах нижних 200 м.

Клинопироксен (cpx) – доминирующий интеркумулусный минерал. На основе содержаний волластонитового (43,8-51,4% Wo) и энстатитового (41,1-48,6% En) миналов может быть определен как авгит и диопсид (Deer et al., 1996). Наиболее обогащенный волластонитовым компонентом клинопироксен (Wo>50,5%) отмечен в первом горизонте скарнов (единичный образец) и, преимущественно, в породах в 75 м выше второго горизонта скарнов. Обогащенный волластонитом пироксен значительно обогащен Al_2O_3 (5,99-6,60%), в то время как обычно его меньше (2,48-5,41%). Отмечается значимая положительная корреляция содержаний Wo и Al_2O_3 (r^2=0,94). Концентрации Cr_2O_3 (1,10-1,40%) и TiO_2 (0,25-0,52%) в клинопироксене изменяются по разрезу незначительно. Лишь два образца в основании разреза содержат немного меньше Cr_2O_3 (0,96-1,0%) и больше TiO_2 (0,70-0,80%). Интеркумулусный плагиоклаз (pl) встречен в трех образцах нижней части разреза. Содержания анортита варьируют 93-42%.

Внутренне ядро и внешняя кайма скарна различаются по минеральному составу и структуре. В ядре преобладает крупнозернистый агрегат брусита (br) с характерной структурой разрезанной луковицы. Такие агрегаты брусита интерпретируются как продукты низкотемпературного изменения периклаза (pe). Незначительное количество ксеноморфного оливина, обогащенного форстеритом (mg#=97,4-97,9), заполняет интерстиции агрегатов брусита. Содержание NiO в оливине – менее 0,03±0,01%. Содержание CaO, напротив, велико – 0,83±0,23%. С оливином ассоциирует идиоморфная шпинель, практически не содержащая хрома (cr#<0,1). Она богата MgO (25,60-26,75%), Al_2O_3 (56,60-59,08%) и FeO (12,20-15,47%). Тем не менее, магнезиальность шпинели очень высока (96,6-97.4), поскольку железо, согласно формульным коэффициентам, в основном трехвалентное. Каемки вторичных изменений зерен шпинели сильно обеднены MgO и Al_2O_3. Они обогащаются как двух-, так и трехвалентным железом в соответствии с тенденцией изменения состава в сторону магнетита-магнезиоферрита.

Кайма скарна сформирована мелкозернистыми оливином и шпинелью. В то время как оливин имеет состав, аналогичный составу минерала из ядра скарна, шпинель значительно отличается. Она обогащена FeO (23,95%), обеднена MgO (23,36-25,47%) и Al_2O_3 (32,48-47,50%). Магнезиальность шпинели в дипазоне 94-95. Некоторые зерна шпинели содержат заметное количество Cr_2O_3 (до 0,50%) с cr# до 0,6.

Мелкозернистые участки вокруг скарна местами растресканы, содержит прослои, сложенные крупнозернистыми оливином и шпинелью. Оливин более форстеритовый (mg#=97,8-99,1), обеднен NiO (0,02-0,06%), часть зерен обогащена CaO (0,02-0,56%). Шпинель более магнезиальная (mg#=95.5±0.9) с тенденцией увеличения cr# до 13,3.

Дунит сантиметровой мощности вокруг ксенолитов почти полностью деформирован. Оливин интенсивно серпентинизирован, шпинель замещена магнетитом и гематитом.

Кальцит встречается исключительно в жилах, секущих скарны и дунит. Эти жилы, несомненно, имеют низкотемпературное происхождение.

Набор минералов ядра скарна (br/pe+ol+sp) указывает на его магнезиальный, почти безкальциевый состав. Исходный состав карбонатного материала был оценен по химическим анализам доломитов вмещающей толщи (Гурулев, 1983). Они в основном состоят из нормативного доломита (>87%) и меньшего количества нормативного кальцита (<5%). Помимо них отмечаются SiO_2 (кварц?), Al_2O_3, FeO и MnO.

Основные реакции в упрощенной системе SiO_2-MgO-CaO-H_2O-CO_2 рассмотрены на основе диаграммы T-Y(CO_2), построенной для давления 1 кбар и флюидо-насыщенных условий. Поведение системы оп-

ределяется реакциями с участием доломита. При 500-600°С кварц реагирует с доломитом и водой, образуя кальцит+тремолит+CO_2. Реакция кальцит+тремолит=диопсид происходит при 600-650°С. Тем не менее, количество диопсида невелико из-за низкого содержания нормативного кварца в доломите (<4%).

Доломит разлагается на составные части кальцит+периклаз+CO_2 при температуре 620°-800°С в зависимости от состава флюида. Вычислено время, необходимое для нагревания доломитовой сферы до 700°С. При радиусе сферы 1 м она нагревается менее чем два дня. Для больших тел с r=10 м время нагревания составляет почти 200 дней. Но время существования магматической камеры такого интрузива, как Маскокс, оценивается в 10^4-10^5 лет (Stewart, De Paolo, 1992). Таким образом, для метаморфического преобразования ксенолитов доломитов времени было достаточно.

При дальнейшем нагревании ксенолита до 770°С кальцит плавится, а ксенолит превращается в смесь периклаза и расплава (Wyllie, 1965). Такая сравнительно низкая температура плавления определяется существенно водным составом порового флюида. Такой состав флюида объясняется его формированием как остаточного в процессе кристаллизации основной магмы. Но при этом происходит приток CO_2 из ксенолита из-за разложения доломита. Если поровый флюид будет содержать 10% CO_2, плавление начнется при 900°С (Wyllie, 1965).

Плотность кальцитового расплава при рассматриваемых P-T условиях составляет около 2000 кг/м^3 (Genge et al., 1995). Низкая плотность наряду с низкой вязкостью (около 10^{-3} П) благоприятствуют удалению кальцитового расплава из ксенолита. Разложение доломита, полное удаление кальцитового расплава и CO_2 вызовет уменьшение объема ксенолита примерно на 80% по сравнению с исходным.

Оливин и шпинель кристаллизовались из расплава в интерстициях периклаза. Но эти два минерала не были просто производными мафической магмы, просачивающейся в ксенолиты. Оливин и шпинель в пределах и вокруг ксенолитов наиболее обогащены MgO по сравнению с составом минералов дунитов.

Моделирование по программе MELTS (Ghiorso et al., 1994) показало возможность кристаллизации таких магнезиальных минералов из базальтового расплава при его контаминации MgO ксенолита. Просчитана добавка 10% MgO в фракционирующийся базальт СОХ при 1230°С. Если фугитивность кислорода не фиксировать, формируются оливин с магнезиальностью ~88 и шпинель – ~83. Смоделированный состав шпинели содержит больше Cr (cr#=~12), чем природный. При введении в систему буфера QFM магнезиальность оливина увеличивается до ~93, а шпинели – до ~84. Содержание хромитового компонента уменьшается до ~1,2 мол. % (cr#=~3). При использовании буфера НМ оливин получается очень форстеритовый (mg#>97), а шпинель – почти чистая $MgAl_2O_4$ (mg#=~98). Содержание хромита ниже 0,6 моль. % (cr#<1,5). Модели, просчитанные при высокой фугитивности, дают результаты, соответствующие природным составам оливина и шпинели. При этом ассимиляция MgO базальтовой магмой при окисленных условиях вызывает интенсивную кристаллизацию оливина и шпинели, как это и наблюдается в каймах ксенолитов. Эта модель также может объяснить повышение mg# дунитов около ксенолитов скарна.

Предположение о растворении расплавом периклаза соответствует изотопному составу кислорода (Кривоплясов и др., 1982). Величины +12÷+19‰ оливина околоксенолитных участков увеличиваются в сторону изотопного состава исходного доломита (до +22‰).

Магнезиальность наиболее примитивного оливина, не испытавшего ассимиляцию карбонатного материала - 86-87. Это соответствует составу минерала нижних 500 м ультраосновной зоны, не содержащих ксенолитов скарнов (Кислов, 1998). Магнезиальность магмы в равновесии с таким оливином оценена как 66,8-64,8 при коэффициенте распределения Mg/Fe=0,30 (Roeder, Emslie, 1970). Содержание NiO наименее фракционированного оливина (около 0,24-0,25%) отвечает содержанию Ni в магме 109-207 г/т на основе коэффициента распределения никеля 9,5 при 1300°С (Hart, Davis, 1978). Такие величины mg#, как и содержания Ni, обычны для базальтового расплава.

Для моделирования фракционной кристаллизации без контаминации были использованы составы трех типов базальта: а) базальт СОХ, б) плюмовый базальт, в) известково-щелочной базальт деструктивных окраин плит. При использовании программы MELTS последовательность кристаллизации, аналогичная природной (sp→ol→pl→cpx), была получена только при использовании в качестве исходного базальта СОХ. Шпинель подвергается субсолидусному преобразованию при 770°С и не сопоставима с модельной шпинелью. Модельный оливин появляется с mg=~86.6 и содержанием CaO около 0,25 % при 1233°С, анортитовый плагиоклаз при 1198°С, клинопироксен с 48 мол. % диопсида при 1183°С. При 1150°С модельный оливин имеет mg#=~78 и содержание CaO 0,30%, плагиоклаз содержит 71 моль. % анортита, а клинопироксен – 39 моль. % диопсида. Но магнезиальность природного оливина ультраосновной зоны всего лишь ~85, а клинопироксен содержит не менее 41 моль. % диопсида. Эволюция кумулятивных пород Ультраосновной зоны могла осложняться повторяющимися импульсами свежей магмы. Кривая NiO имеет три основных пика величин >0,20%: в верхней части нижнего горизонта скарнов, в верхней части промежутка между двумя горизонтами и в самой верхней части разреза. Эти высокие величины NiO характеризуют инъекции недифференцированного расплава в магматический очаг.

Содержание CaO в оливине резко возрастает до 0,86% в участках пониженного содержания NiO. Концентрации CaO в оливине зависят в первую очередь от mg# и состава расплава: содержания кальция,

алюминия, щелочей и двухвалентного железа, но не от фугитивности кислорода и температуры (Libourel, 1999). Поскольку диапазон магнезиальности оливина очень узок - 85-88, а свидетельств повышения концентраций алюминия, щелочей и двухвалентного железа нет, повышенное содержание CaO в оливине может быть вызвано только активностью кальция в расплаве.

Взаимодействие базальтов и габбро с известняками вызывает образование массивного известково-железистого пироксенита, сопровождаемое гидротермальными растворами, обогащенными Ca, Si, Al (Baker, Black, 1980) или щелочным остаточным расплавом (Joesten, 1977). Ранние магматические минералы, оливин и плагиоклаз, частично резорбированы. Образование клинопироксенита объясняется привносом большого количества кальция в исходную магму (10-39% кальцита).

Первые результаты моделирования по программе MELTS показали, что добавление нескольких процентов CaO в базальт при 1230°C и 1 кбар приводит к повышению содержания CaO в оливине. Для модельного оливина были вычислены величины 0,55% CaO (при добавлении в расплав 2% CaO) и 0,59% CaO (при добавлении 4%). При более низком давлении 0,3 кбар добавление 4% CaO в магму приводит к более высокому содержанию CaO в оливине – 0,64%. Эти результаты смоделированы в диапазоне наблюдаемых содержаний CaO в кумулусном оливине, хотя MELTS не учитывает ассимиляцию кальцита. Более того, модельный оливин имеет низкую магнезиальность mg#=~82-83 по сравнению с природным. Одновременное растворение периклаза из ксенолитов должно обогащать расплав и, следовательно, кумулусный оливин MgO.

Добавление более, чем 4% CaO, приводит к полному изменению порядка кристаллизации в сторону интенсивного осаждения клинопироксена. Клинопироксен высокоглиноземистый (>5.65% Al_2O_3) аналогично интеркумулусному клинопироксену участков над горизонтами скарнов. Предположено, что алюминий занимает как четверную, так и шестерную позиции. Он входит в структуру клинопироксена, в основном, как $CaAl_2SiO_6$, и, в меньшей степени, как $CaCrAlSiO_6$ и $CaTiAl_2O_6$. Четкая корреляция волластонитового минала и содержания Al_2O_3 указывает на поглощение молекул анортита клинопироксеном согласно реакции $CaMgSi_2O_6 + nCaAl_2Si_2O_8 \rightarrow CaMgSi_2O_6xnCaAl_2O_6 + nSiO_2$ (Deer et al., 1996).

Таким образом, можно сформулировать модель взаимодействия базальтовой магмы и доломита в ультраосновной зоне Йоко-Довыренского интрузива:

1. После захвата доломита базальтовой магмой в течение нескольких дней происходит быстрый нагрев материала ксенолита. Нагрев вызывает разложение доломита в кальцит+периклаз+CO_2, сопровождающееся плавлением кальцита. Из-за относительно низкой плотности кальцитовый расплав удаляется из ксенолита, оставляя магнезиальный рестит, состоящий главным образом из периклаза.

2. Форстеритовый оливин и не содержащая хрома (либо малохромистая) шпинель, наблюдаемые в интерстициях бывшего периклаза и в зонах вокруг ксенолитов, формировались при высокой fO_2 из базальтовой магмы, обогащенной MgO вследствие растворения периклаза.

3. Взаимодействие базальта и кальцитового расплава определяется сравнительно большим объемом фракционированной магмы в верхней части слоя ксенолитов (горизонт 2) и повторных инъекций свежего базальта, "вымывающих" кальцитовый расплав (горизонт 1). Контраст вязкости базальтовго и кальцитового расплавов препятствует их смешению.

4. Кумулусный оливин с заметным содержанием кальция кристаллизуется из базальтовой магмы, обогащенной CaO в результате смешения с кальцитовым расплавом. Второй тип оливина, обедненный CaO и обогащенный MgO, формируется из просачивающегося интеркумулусного расплава, растворяющего периклаз скарна.

5. Добавление повышенного количества кальцитового расплава в базальтовую магму приводит к интенсивной кристаллизации клинопироксена, обогащенного CaO и Al_2O_3. Алюминий клинопироксена частично представлен $CaAl_2O_6$ в результате поглощения молекулы анортита. Этим объясняется отсутствие плагиоклаза в большинство образцов дунита в участках, обогащенных скарнами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 98-05-65309), совместных программ РФФИ-CNRS (проект 98-05-22020) и РФФИ-DFG (проект 99-05-04013).

Литература

Гурулев С.А. Условия формирования основных расслоенных интрузий. М.: Наука, 1983. 248с.

Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Издательство БНЦ СО РАН, 1998. 265с.

Кривоплясов Г.С., Ярошевский А.А., Устинов В.И. и др. Перераспределение изотопов кислорода при взаимодействии магматической системы с вмещающими породами (на материале Йоко-Довыренского расслоенного массива, Северное Прибайкалье)//IX Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. М., 1982, т. I. С. 134-1Baker C.K., Black P.M. Assimilation and metamorphism at a basalt-limestone contact, Tokatoka, New Zealand//Mineralogical Magazine, 1980, v. 43, P. 797-807.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. An introduction to the rock-forming minerals. 2 ed. Harlow, Longman, 1996, 696 p.

Genge M.J., Price G.D., Jones A.P. Molecular dynamics simulations of $CaCO_3$ melts to mantle pressures and temperatures: implications for carbonatite magmas//Earth and Planetary Science Letters, 1995, v. 131, p. 225-238.

Ghiorso M.S., Hirschmann M.M., Sack R.O. New software models ñ thermodynamics of magmatic systems//EOS transactions, 1994, v. 75. P. 574-576.

Hart S.R., Davis K.E. Nickel partitioning between olivine and silicate melt//Earth and Planetary Science Letters, 1978, v. 40. P. 203-219.

Irvine T.N. Terminology for layered intrusions//Journal of Petrology, 1982, v. 23. P. 127-162.

Joesten R. Mineralogical and chemical evolution of contaminated igneous rocks at a gabbro-limestone contact, Christmas Mountains, Big Bend region, Texas//Geological Society of America Bulletin, 1977, v. 88. P. 1515-1529.

Libourel G. Systematics of calcium partitioning between olivine and silicate melt: implications for melt structure and calcium content of magmatic olivines//Contributions to Mineralogy and Petrology, 1999, v. 136. P. 63-80.

Roeder P.L., Emslie R.F. Olivine-liquid equilibrium//Contributions to Mineralogy and Petrology, 1970, v. 29. P. 275-289.

Stewart B.W., De Paolo D.J. Diffusive isotopic contamination of mafic magma by coexisting silicic liquid in the Muskox intrusion//Science, 1992, v. 255. P. 708-711.

Wyllie P.J. Melting relationships in the system CaO-MgO-CO_2-H_2O, with petrological applications//Journal of Petrology, 1965, v. 6. P. 101-123.

УДК 549. 73. 4 (235. 211)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЕРЕМЕЕВИТЕ ИЗ МИАРОЛОВЫХ ПЕГМАТИТОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА.

С. И. Коноваленко, С. А. Ананьев, А. И. Бахтин, О. Н. Лопатин, И. К. Кузнецова

Редкий борат алюминия еремеевит $Al_6[BO_3]_5(OH, F)_3$ до сих пор остается слабо изученным минеральным видом. Три из четырех его находок связаны с гранитными миароловыми пегматитами и лишь последняя по времени сделана в вулканических породах Эммельсберга, в Эйфеле [11]. Она интересна прежде всего тем, что показывает возможность образования минерала за пределами типичных пегматитовых систем. Однако данных по еремеевиту из Эйфеля очень малою. Несколько лучше исследован борат алюминия пегматитов Восточного Забайкалья [9] и Юго-Западной Африки [10]. Материалы, суммирующие химические и физические особенности еремеевита этих месторождений приведены в статье [12]. Памирский еремеевит изучен главным образом со стороны морфологии кристаллов [7], их внутреннего строения, анизотропии оптических и упругих свойств[1, 2].

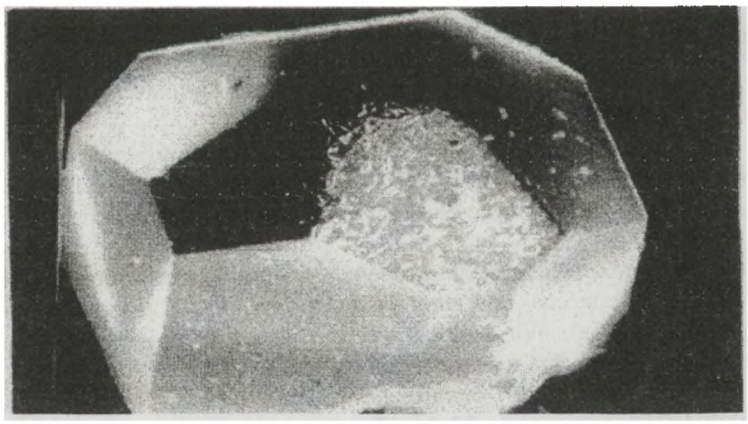


Рис. 1. Головка кристалла памирского еремеевита с гранью базопинакоида. Растровый снимок, увеличение 40х.

Ниже изложены результаты новых исследований памирского еремеевита. Они на наш взгляд существенно дополнят характеристику этого интереснейшего минерала. Как известно, еремеевит кристаллизуется в гексагональной сингонии, пространственная группа $P6_{3/m}$. Кристаллографически это хорошо индивидуализированный минерал, который на памирском проявлении встречен исключительно в виде правильных идиоморфных кристаллов в миароловых полостях. Отмечено прорастание кристаллами еремеевита выделений кварца, топаза, турмалина и других минералов. Однако при этом ни в одном случае у них не зафиксировано индукционных поверхностей совместного роста. Большая часть кристаллов еремеевита имеет длиннопризматический и даже игольчатый облик с заметно выраженной обелисковидностью. Габитусные формы – гексагональная призма второго рода $\{11\bar{2}0\}$ и

гексагональная дипирамида $\{10\bar{1}1\}$. На мелких короткопризматических индивидах дополнительно установлена грань базопинакоида $\{0001\}$ (рис. 1), которая быстро исчезает в дальнейшем, поскольку на более крупных, вытянутых по оси С, кристаллах она ни разу не встречена. Подобная зависимость между обликом кристаллов и набором свойственных им габитусных форм обнаружена ранее у синтетического еремеевита [6].

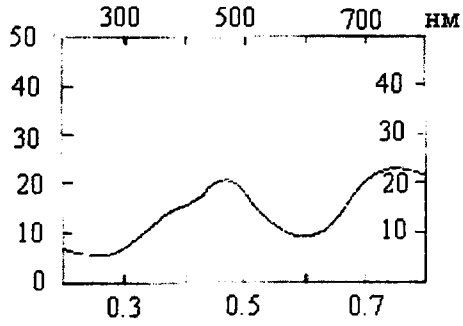


Рис. 2. Оптический спектр отражения голубого еремеевита из пегматитов Кейп Кросс в Намибии [12].(процент отражения относительно MgO

Правда, призматический пояс кристаллов последнего определяют грани призмы первого рода $\{10\bar{1}0\}$, а призма $\{11\bar{2}0\}$ проявляется лишь в качестве дополнительной формы. Интересно, что у всех природных кристаллов бората алюминия из пегматитов габитусной формой является только призма $\{11\bar{2}0\}$ [1, 7, 10].

В отличие от искусственного еремеевита, для которого в процессе синтеза получен широкий спектр всевозможных окрасок [6], природные индивиды минерала, как правило не окрашены. Исключение составляют голубые и васильково-синие кристаллы из пегматитов Кэйп – Крос в Намибии. Природа этой окраски пока не расшифрована. В видимой области оптического спектра кристаллов зафиксировано две полосы поглощения с максимумами 280 и 600 нм (рис. 2). Американские исследователи, изучавшие еремеевит [12], отмечают, что в минерале из элементов хромофоров в ощутимых количествах присутствует только железо. Вместе с тем, разница в содержаниях указанного элемента голубых и бесцветных зон кристаллов очень мала, соответственно 0,2 и 0,15 %. Это не позволяет уверенно связать голубую окраску еремеевита с полосой переноса зарядов $Fe^{2+}_{VI} \rightarrow Fe^{3+}_{VI}$ (~1600 см $^{-1}$), хотя подобный тип окраски весьма вероятен и что очень важно, часто встречается у других голубых и синих минералов пегматитовых жил (аквамарин, индиголит).

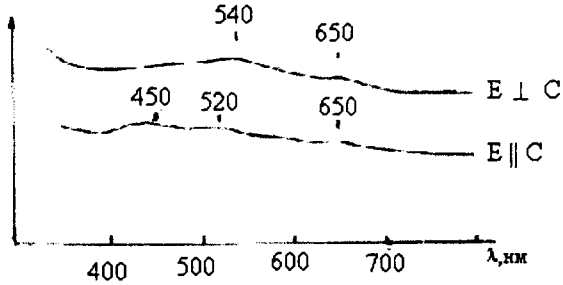


Рис. 3. Спектры поглощения розоватых кристалл памирского еремеевита.

Памирские кристаллы еремеевита в подавляющем большинстве совершенно бесцветны, однако некоторая часть их имеет слабый телесно-розовый цвет. Для выяснения причин появления этой необычной для природного еремеевита окраски были изучены оптические спектры поглощения минерала в области 340 – 1500 нм. Спектры записывались в поляризационном свете с $E \perp C$ и $E \| C$. Слабые полосы поглощения обнаружены только в видимой области спектров (рис. 3). Здесь присутствуют три широкие полосы поглощения 450, 520, 540 нм и слабо выраженная ступень при 650 нм. Полосы 450, 520, 540 нм связаны с электронным переходом в ионах Mn^{3+} с уровня ^5E (D) на уровень $^5T_2$ (D), расщепленный кристаллическим полем на три подуровня. Положение этих полос в спектре, приводя-

щееся к величине D_q = 200 см $^{-1}$, свидетельствует об октаэдрической координации иона Mn^{3+} в минерале. Слабая ступень при 650 нм также связана с ионами Mn^{3+} и отвечают другому переходу ^5E (D) $\rightarrow$ $^5T_2$ (H). Небольшая интенсивность всех полос свидетельствует о незначительном количестве примеси Mn^{3+}, изоморфно входящего в Al - октаэдры, ленты которых составляют основу кристаллической структуры F – еремеевита [8]. Таким образом бледно-розовый оттенок окраски минерала вызывается незначительной примесью ионов Mn^{3+}_{VI}. Подобная природа окраски характерна и для других розовых минералов, ассоциирующих с окрашенным еремеевитом. В частности близкий спектр оптического поглощения имеет рубеллит проявления.

Интересно, что в спектре рентгенолюминисценции (РЛ) розового еремеевита отмечена слабая полоса свечения с максимумом 570 – 580 нм (рис. 4), которая обычно у минералов глинозема, содержащих Al в октаэдрической координации, связана с изоморфной примесью Mn^{2+}_{VI} [5]. Следователь-

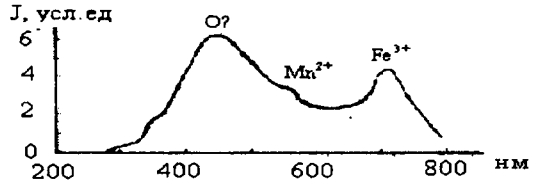


Рис. 4. Спектр рентгенолюминисценции розоватых кристаллов памирского еремеевита.

но, можно предполагать одновременное вхождение в структуру минерала разноцветных ионов марганца. В более раннем по времени образования бесцветном еремеевите полоса свечения Mn^{2+} в спектре РЛ усиливается. Это, по-видимому, говорит о том, что весь марганец в данном случае находится только в двухвалентном состоянии. Показательно, что именно Mn^{2+}_{VI} в комбинации с Fe^{2+}_{VI} определяет зеленый тон окраски ассоциирующего с бесцветным еремеевитом тсилаизит-эльбаита. Однако в самом еремеевите концентрация центров Mn^{2+} и Fe^{2+} столь мала, что соответствующие им полосы поглощения в оптических спектрах не проявлены и окраски минерала не вызывают. Появление вслед за бесцветными бледно-розовых кристаллов еремеевита, окраска которых связана с присутствием Mn^{3+}, свидетельствует о росте окислительного потенциала среды минералообразования к концу процесса кристаллизации жил.

Химический анализ изученного еремеевита приведен в таблице 1. Результаты химического анализа свидетельствуют, что состав памирских кристаллов близок к расчетной предельно фтористой разновидности $Al_6[BO_3]_5F_3$. На сегодняшний день это наиболее богатая фтором находка природного бората алюминия. Следует однако отметить и это видно по данным табл. 1, что еремеевит миароловых пегматитов всегда представлен существенно фтористой разновидностью. Причина кроется в геохимической специфике миароловых жил, для которых характерно совместное присутствие в остаточных растворах повышенных концентраций бора и фтора.

Поскольку памирские кристаллы еремеевита имеют отчетливое секториально-зональное строение [1,7], было предпринято электронно-зондовое исследование распределения алюминия, железа и фтора по профилям в их поперечных срезах. Оказалось, что на уровне чувствительности прибора только содержания фтора испытывают заметные вариации вдоль профилей. При этом во всех случаях наблюдается снижение содержаний элемента от центра к периферии срезов, а максимальная разница в содержаниях достигает 0,4%.

Предельную фтористость минерала подтверждают и данные инфракрасной спектроскопии. В ИК-спектрах памирского еремеевита практически отсутствуют полосы поглощения, связанные с валентными колебаниями гидроксильных групп (рис. 5), хорошо проявленные, например, у голубых и бесцветных кристаллов из пегматитов Юго-Западной Африки [12]. Другим отличием ИК-спектра является заметно более четкое разрешение полос приписываемых колебаниям связей в треугольной группе $[BO_3]$, а также в парах Al – F, Al – O, B – F, что свидетельствует о большей степени упорядоченности его кристаллической структуры. Нагревание до 1000° не приводит к разрушению решетки, поскольку общий вид ИК-спектра сохраняется неизменным. Вместе с тем четкость разрешения отдельных полос уменьшается, т.е. наблюдается некоторое разупорядочение.

Максимум полос поглощения в ИК-спектре памирского еремеевита смещены относительно таковых в ИК-спектрах голубого и бесцветного еремеевита из пегматитов Намибии [12] в более коротковолновую область. Величина смещения изменяется от 2 до 10 см $^{-1}$. Главные полосы поглоще-

ния: Al–O – 328, 342, 370, 427, 426, 496, 530 см $^{-1}$; Al-F – 602 см $^{-1}$; B-O – 680, 720, 958 см $^{-1}$. Максимумы валентных колебаний связей B-O – 1235, 1305 и 1355 см $^{-1}$.

Межплоскостные расстояния еремеевита из пегматитов Юго-Западного Памира приведены в таблице 2 вместе с аналогичными данными по борату Al других проявлений и синтетическому OH-еремеевиту. Как видно, памирским кристаллам свойственны наиболее низкие значения межплоскостных расстояний, а следовательно и параметров элементарной ячейки. Это еще раз подтверждает их предельную фтористость, поскольку согласно [8] замена F на группу OH в структуре минерала хорошо согласуется не только кристаллографические характеристики изучаемого еремеевита, но и остальные его физические свойства (табл. 3).

В каких же условиях образуется природный еремеевит? Геологические наблюдения показывают, что это поздний пегматитовый минерал, приуроченный исключительно к миаролам, т.е. полостям свободной кристаллизации. Бесцветные кристаллы еремеевита ассоциируют с дымчатым кварцем, ортоклазом, альбитом, флюоритом, ранним голубым топазом и зеленым марганцовистым турмалином. Более поздний бледно-розовый еремеевит обычно находится на подложке в разной степени растворенных с поверхности кристаллов молочно-белого ортоклаза, прорастая, выделения светло-дымчатого кварца, тосто-таблитчатого альбита, светло-зеленого тсилаизит-эльбаита, раннего крупнолистоватого лепидолита I, бесцветного топаза и поллуцита. Кристаллы еремеевита часто содержат внутри мелкие зерна оранжево-красного гюбнерита и обрастают сплошной тонкой корочкой мелкочешуйчатого лепидолита II. Самым поздним минералом в указанной ассоциации является редкий фосфат Na, Ca, Al виитаньемиит, копьевидные кристаллы которого в свою очередь нарастают на мелкочешуйчатый лепидолит. Все это типично гидротермальные минералы и учитывая известную закрытость пегматитовых систем [4], надо предполагать, что еремеевит образуется из остаточных гидротермальных растворов. Это подтверждают выполненные лабораторные исследования. Согласно данным по гомогенизации газово-жидкий включений, из миароловых минералов только кварц и ортоклаз начинали кристаллизоваться из остатков расплава на границе крупных флюидных обособлений. Однако и они дорастали уже из магматогенных гидротермальных флюидов [3]. Все остальные минералы занорышей (топаз, берилл, турмалин, еремеевит) кристаллизовались из отделившегося гидротермального раствора, причем температура гомогенизации первичных газово-жидких включений у них не превышает 385°C.

В самом еремеевите первичные газово-жидкие включения обычно гомогенизируются в жидкую фазу при температуре 330-370° C. Флюидное давление в период образования еремеевита оценивается в 1–1,5 кбар. В составе этого флюида в заметных количествах присутствовала жидкая углекислота (более 20 вес. %), а также такие газы как CO_2, CO, H_2, CH_4, F. Зафиксировано вскипание гидротермального флюида в интервале 385-330° C с обособлением самостоятельной газовой фазы. При этом некоторые минералы жилы (топаз, берилл) захватывали одновременно два типа включений, одни из которых гомогенизируются в жидкую, а другие газовую фазу. Это свидетельствует об истинности значений получаемых экспериментально температур гомогенизации, т.к. в указанном случае нет необходимости вводить температурную поправку на давление.

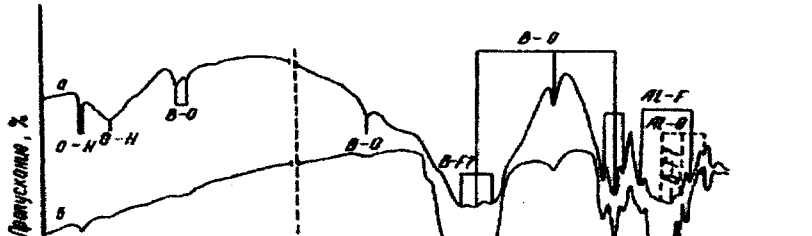


Рис. 5. ИК – спектры еремеевита: а – из пегматитов Юго-Западной Африки [12]; б – из пегматитов Юго-Западного Памира

На графике термовакуумной декрептограммы еремеевита основной объем выделившихся газов связывается с высокотемпературной генерацией первичных газово-жидких включений, начало массового разрыва которых приходится на 330-340° C, т.е. практически совпадает с температурой гомогенизации первичных газово-жидких включений в минерале. Кроме этого отмечено еще два интервала газоотделения, обусловленных разрывом вторичных включений в еремеевите. Температура начала

массовой декрепитации их 90° и 260° С. Небольшие размеры пиков потери вакуума свидетельствуют о скромных масштабах низкотемпературного газоотделения, что в свою очередь прямо указывает на слабое проявление в жиле наложенных гидротермальных процессов.

Таким образом памирский еремеевит кристаллизовался на заключительном этапе эволюции замкнутой пегматитовой системы, изначально обогащенной B, F и другими флюсующими добавками. Присутствие последних необычайно низко опускало температуру завершения стадии магматической кристаллизации (до 505-510° С), после которой происходило отделение постмагматического гидротермального флюида, трансформирующегося затем в остаточный гидротермальный раствор [3]. Первые кристаллы еремеевита, по-видимому, появились до вскипания гидротермального флюида, однако основная их масса росла уже после отделения самостоятельной газовой фазы. Процесс кристаллизации был растянут во времени и протекал в температурном интервале 370-270° С на фоне возрастания щелочности и повышения окислительного потенциала среды минералообразования.

Таблица 1. Химический состав еремеевита.

Химические компоненты, мас. %.	Порядковый номер образца, анализа					
	1	2	3	4	5	6
SiO_2			0.23	0.25	2.40	0.05
Al_2O_3	60.34	59.64	59.88	59.70	57.70	58.96
Fe_2O_3			0.01	0.02	0.3	0.01
Mn_2O_3						0.02
B_2O_3	34,33	33,93	33,61	33,70	33,64	Не опр.
CaO					0,14	
H_2O^+	5,33					Не опр.
F		11,11	10,04	10,14	10,40	11,20
$\sum_1$	100,00	104,68	103,77	103,81	104,58	
$O = F_2$		4,68	4,23	4,27	4,38	
$\sum_2$		100,00	99,54	99,54	100,20	

Примечание. Состав обр. 1 соответствует расчетному гидроксилсодержащему еремеевиту; обр. 2 – расчетному фтор-еремеевиту; анализы 3 и 4 взяты из [12] и относятся к еремеевиту из Юго-Западной Африки (3) и Восточного Забайкалья (4); анализ 5 – химический состав памирского еремеевита (аналитик В. Г. Попов, Полевская лаборатория, ПГО Уралгеология); анализ 6 – средний микрозондовый анализ памирского еремеевита по 10 точкам (аналитик Поспелова, ИГиГ СОРАН, г. Новосибирск).

Таблица 2. Межплоскостные расстояния еремеевита различных месторождений, нм

Юго-Западный Пами			Намибия [12]		В. Забайкалье [12]		Эйфель [11]		Синтетический еремеевит $Al_6[BO_3]_5(OH)_3$ [12]	
I	d	hkl	I	d	I	d	I	d	I	d
2	0,740	100	17	0,741	18	0,741			9	0,745
2	0,494									
5	0,470									
1(	0,427	110	100	0,4285	100	0,4282	100	0,4290	76	0,4305
2	0,408	002	22	0,4094	17	0,4091	40	0,4095	90	0,4118
6	0,378	111	55	0,3791	57	0,3791	70	0,3793	43	0,3811
3	0,368	200	7	0,3705	5	0,3701			6	0,3721
3	0,357	102	20	0,3578	19	0,3580	40	0,3582	49	0,3603
8	0,333	201	7	0,3374	8	0,3375			5	0,3391
2	0,318									
6	0,279	210	43	0,2801	27	0,2801	40	0,2805	24	0,2813
2	0,272	202	3	0,2745	2	0,2749			6	0,2760
7	0,2642	211	53	0,2651	33	0,2650	40	0,2651	29	0,2662
4	0,2550	103	15	0,2558	12	0,2558	30	0,2553	44	0,2573
5	0,2460	300	23	0,2471	30	0,2470	20	0,2468	16	0,2481
3	0,2296	113	20	0,2299	14	0,2299	40	0,2303	30	0,2311

9	0,2192	203	53	0,2196	35	0,2196	90	0,2196	100	0,2207
1	0,2150	220	4	0,2139	5	0,2139			4	0,2148
5	0,2112	302	49	0,2114	26	0,2114	40	0,2108	23	0,2125
10	0,2052	310	64	0,2056	44	0,2055	70	0,2057	6	0,2079
7	0,1951	213	55	0,1954	21	0,1953	80	0,1945	38	0,1964
3	0,1891	222	13	0,1895	6	0,1895			4	0,1904
4	0,1850	400	9	0,1853	6	0,1852	20	0,1854	4	0,1860
4	0,1806	401	5	0,1807	5	0,1807			3	0,1816
2	0,1698	320	9	0,1700	6	0,1700			5	0,1708
7	0,1681	223	54	0,1683	26	0,1683	90	0,1679	32	0,1691
1	0,1638	313	3	0,1641	3	0,1643			5	0,1650
2	0,1614	410	8	0,1617	5	0,1617			2	0,1625
4	0,1585	411	11	0,1586	9	0,1586	20	0,1590	5	0,1594
2	0,1571	304	6	0,1575	5	0,1575			6	0,1584
5	0,1529	115	8	0,1527	6	0,1528			21	0,1536
4	0,1501	412	8	0,1504	7	0,1504			4	0,1511
5	0,1441	323	17	0,1442	5	0,1442			6	0,1449
4	0,1426	330	15	0,1426	6	0,1426			4	0,1433
2	0,1398	420	7	0,1401	6	0,1400			3	0,1406
10	0,1390	413	41	0,1391	30	0,1391			25	0,1397
4	0,1362	006	15	0,1363	5	0,1363			39	0,1371
5	0,1345	332	13	0,1347	7	0,1347			5	0,1353

Примечание. Условия анализа: излучение Fe $_{k2}$, камера РКД-57,3 мм, внутренний стандарт NaCl.
Аналитик Е. П. Петухов

Таблица3 Некоторые физические и оптические свойства еремеевита различных месторождений.

Свойства	Месторождения.		
	Восточное Забайкалье (9, 12)	Намибия (10, 12)	Юго-Западный Памир
Плотность, г/см^3	3.28	3.313	3.26
Микротвердость, кг/мм	1287 – 1377		1251
Ng	1.647 – 1.649	1.644 – 1.649	1.646
Nm	1.643 – 1.646		1.643
Np	1.635 – 1.637	1.637 – 1.641	1.637
Ng – Np	0.010 – 0.014	0.008	0.009
$\angle$2V	0 - 35^0	0 - 24^0	0 - 44^0

Литература

1. Ананьев С. А., Коноваленко С. И. Влияние внутренних напряжений на оптические свойства еремеевита// Геология и геофизика. – 1984. - № 9. – С. 97 –103.
2. Ананьев С. А., Коноваленко С. И., Капитонов А. М. Новые данные по оптическим и упругим свойствам еремеевита // Теоретические и прикладные исследования в минералогии. – Сыктывкар. – 1985. – Т. 2. – С. 21 – 22
3. Бакуменко И. Т., Коноваленко С. И. Особенности формирования миароловых пегматитов и их положение среди гранитных пегматитов // Термобарогеохимические исследования процессов минералообразования. – Новосибирск: Наука. Сиб. Отд-ние, 1988. – С. 123 – 135.
4. Гинзбург А. И., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г. Основы геологии гранитных пегматитов. – М.: Недра, 1979. – 296 с.
5. Горобец Б. С. Спектры люминисценции минералов. – М.: ВИЭМС. – 153 с.
6. Карагальцев С. В., Лебедев А. С., Павлюченко В. С. О синтетическом еремеевите // Физико-химические исследования минералообразующих систем. – Новосибирск: Наука. Сиб. Отд-ние, 1982. – С. 107 – 112.
7. Коноваленко С. И., Россовский Л. Н., Ананьев С. А. Еремеевит – вновь найденный в России минерал// Зап. Всесоюз. Минер. О-ва. – 1983. – Ч. 112, вып. 2. – С. 212 – 217.
8. Соколова Е. В., Егоров-Тисменко Ю. К., Карагальцев С. В. и др. Уточнение кристаллической структуры синтетического фтористого еремеевита $Al_6[BO_3]_5F_3$ //Вест. Моск. Ун-та. Сер.4, геология. – 1987. - № 3. – С. 82 – 84.
9. Шафрановский И. И., Михеев В. И., Мокиевский В. А. К вопросу о существовании эйхвальдита внутри еремеевита // Зап. Всесоюз. Минерал. О-ва. – 1952. – Ч. 81, вып. 1 – С. 28 – 40.

10. Bank H, Becker G. Blauer schleifwurdiger Jeremejewit aus SW – Afrika // Z deutsch. Gemmol. Ges. – 1977. – 26. № 3. – P. 161 – 165.
11. Beyer H, Schnorrer – Kohler G. Jeremejewit – Neufund in der Eifel und die Beteiligundg von Bor bei der Mineralbildung in Schlacken auswurfiingen Eifter Vulkane // Afschluss. – 1981. – 32, № 4. – P. 125 – 129.
12. Foord E.E., Erd R. C., Hunt G.K. New data for Jeremejevite // Can Miner. – 1981. – 19, № 2 – P. 303 – 310.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ДЫМЧАТОГО КВАРЦА В ПОЛОСТЯХ МАЛО И СРЕДНЕГЛУБИННЫХ ПЕГМАТИТОВ

С.И. Коноваленко, Н.А. Сазонтова
Томский государственный университет

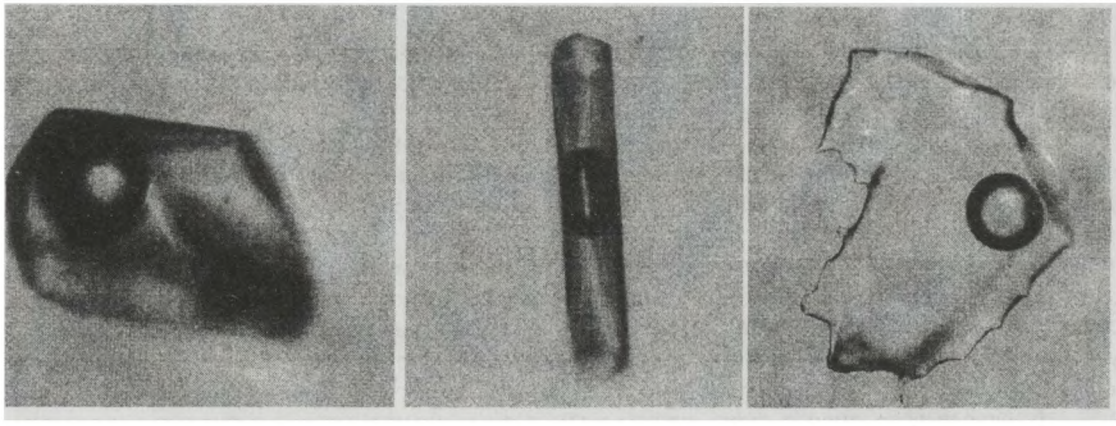
Изучена температура гомогенизации первичных газово-жидких включений в кристаллах темного дымчатого кварца из полостей внутригранитных пегматитов различной формационной принадлежности. В качестве объектов исследования выступали два пегматитовых поля, одно из которых представляет малоглубинные камерные пегматиты хрусталеносной формации, а вторые – среднеглубинные редкометалльные.

Хрусталленосные пегматиты имеют позднерифейский возраст и генетически связаны с субщелочными гранитами, прорывающими метаморфические породы архейского структурного этажа Ангаро-Канской глыбы Енисейского кряжа. Пегматиты локализуются в прикровлевой зоне гранитного массива. Это преимущественно изометричные по форме тела с хорошо проявленной дифференциацией. От краев к центру выделяются: зона графики или микрографики с лейстовым биотитом, пегматоид, блоковая микроклиновая зона и кварцевое ядро. Камеры и занорыши с морионом тяготеют к кварцевому ядру, но встречаются также и в зоне апографического пегматита. От классических объектов подобного типа пегматиты отличаются присутствием в некоторых телах крупнокристаллического пластинчатого и ельчатого мусковита, а также его мелкочешуйчатой разновидности, замещающей призматические кристаллы андалузита. Помимо раухтопаза полости в пегматитах содержит морион и реже цитрин. Самой поздней генерацией кварца является неравномерно окрашенный аметист, нарастающий на грани полосатых кристаллов в виде параллельно – ориентированных короткопризматических индивидов или наблюдается в форме свободных кристаллов и их фрагментов в шоколадно-коричневой глине, выполняющей зоны дробления в гранитах и пегматитах. Редкометалльная минерализация в пегматитах полностью отсутствует, если не считать спорадической вкрапленности акцессорного ильменорутила, обнаруженного в одной из жил.

Пегматиты второго поля напротив несут черты явно выраженной редкометалльной специализации. Они принадлежат восточной части протяженного пояса герцинских редкометалльных пегматитов Монгольского Алтая (4). Пространственно и генетически пегматиты связаны с двуслюдяными мелкозернистыми гранитами поздней фазы дифференциации верхнепалеозойских гранитов и локализуются преимущественно среди метаморфических сланцев за пределами интрузивных массивов. Однако отдельные тела пегматитов могут встречаться и среди биотитовых порфировидных гранитов ранней фазы внедрения. В этом случае они образуют субизометричные хорошо дифференцированные штоки, в которых выделяется краевая зона гранит-пегматита, зона графики, блоковая олигоклазовая и микроклиновая зоны и кварцевое ядро. В лежачем боку кварцевого ядра у некоторых тел обнаруживаются полости с кристаллами мориона и дымчатого кварца, которые и являлись предметом исследования. При внешнем сходстве
строения, с хрусталеносными пегматитами первого поля указанные штоки отличаются не только мощным развитием зоны гигантокристаллического ельчатого мусковита, часто в ассоциации с шерлом, но также гнездовой альбитизацией, с которой связано развитие в пегматитах берилла и колумбита. Еще одна особенность пегматитов – очень широкое развитие блокового олигоклаза, который фактически доминирует над калишпатом, по матричному минеральному составу штоки относятся к мусковит – микроклин – олигоклазовому парагенетическому типу, а не микроклиновому, как хрусталеносные жилы предыдущего поля (3). Ядерный кварц штоков, как правило, также не молочно белый и серый, а розовый различной интенсивности окраски. И только вокруг полостей окраска его всегда дымчато-серая или даже черная. В самих полостях помимо мориона и раухтопаза, со стороны лежачего бока камер, где подходит блоковая олигоклазовая зона, наблюдаются щетки бесцветных прозрачных кристаллов плагиоклаза призматического габитуса.

Дымчатый кварц полостных кристаллов из пегматитов обеих формаций содержит большое количество включений, которые по морфологии можно разделить на два типа.

1. К первому типу относятся мелкие(2 – 3.5 мк) субизометричные включения в форме негативных кристаллов. По составу двух – и тех и состоят из фазные: Ж+Г либо Ж+$Ж_{CO2}$+$Г_{CO2}$. Объем газовой фазы обычно не превышает 30-50%. Включения данного типа можно отнести к первичным по генезису. Они образуют азональные группы, не привязанные к определенным структурам в кристалле.
2. Включения второго типа гораздо крупнее по размеру(15 - 21 мк) и имеют неправильную форму от субизометричной до резко вытянутой, трубчатой.По фазовому составу и соотношению фаз (в частности объему газовой фазы) они аналогичные предыдущим. Включения данного типа как образуют азональные группы, так и располагаются вдоль трещин, что позволяет отнести их к первично – вторичным (2.)



Первично-вторичные двухфазовые газово-жидкие включения.
Кварц из полостей хрусталеносных пегматитов Монгольского Алтая. Ув.25*10.

Первичные включения изучить не удалось из-за маленьких размеров включений. Что же касается первично-вторичных, то они четко разделились в кварце обеих пегматитовых полей на три группы по температуре гомогенизации.

Так в дымчатом кварце хрусталеносных пегматитов Канско - Ачинской глыбы Енисейского зафиксирован следующие температурные ступени образования и преобразования полостных кристаллов кварца: 305 – 317 °; 244 – 248 °; 217 °.

В кварце редкометалльных пегматитов Монгольского Алтая они соответственно равны: 310 - 350°, 200 – 220 °, 166 – 176 °. Учитывая поправку на давление, связанное с глубиной становления жил, в том и другом случае, можно считать, что температурные условия образования кристаллов кварца в полостях пегматитов различных формаций сходны. Судя по отсутствию в кварце расплавных включений и аналогичному фазовому составу как первичных, так и первично-вторичных включений можно констатировать, что занорышевые кристаллы малоглубинных хрусталеносных пегматитов и среднеглубинных редкометалльных возникали и преобразовывались на гидротермальной стадии формирования тел и процесс этот носил пульсационный характер. Опираясь на данные газовой хроматографии можно говорить, что в составе флюидной фазы в том и другом случае доминировала вода и углекислота, а галогены играли подчиненную роль.

Можно сказать, что кварц из занорышей и малоглубинных камерных пегматитов хрусталеносной формации, и среднеглубинных редкометалльных образовался в гидротермальную стадию. Учитывая поправку на давление, температурные условия образования кристаллов кварца из занорышей пегматитов различных формаций сходны.

Литература

1. Даценко В.М. Эталон нижнеканского гранитоидного комплекса Енисейский кряж) – Новосибирмк: СНИИГИМС, 1995. – 121с.
2. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. — М.: Недра, 1979. — 271 с.
3. Коноваленко С.И. Фациально – фазовые редкометалльные пегматиты Монгольского Алтая. // Новые идеи в науках о Земле. Тезисы докладов IV международной конференции. Т.2 – М., 1999. –С.27.

4. Леонтьев А.Н. Формация позднегерцинских редкометаллоносных гранитоидов и редкометалльные пояса Прииртышья. – М.: Недра, 1969. – 165с.

ФОРМАЦИОННАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ КАРТЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АССО

Ш.Д.Курцерайте, Н.Е.Зобов
ОАО "Красноярскгеология", г.Красноярск

Карты магматических формаций и петрохимическая составлялись в качестве основы для прогнозно-металлогенических работ. Петрохимическая карта также использовалась и при выделении формаций.

Задачи петрохимического картирования решались сочетанием методов факторного анализа, автоматической классификации и картирования координатно привязанных данных. Исходная информация включала результаты силикатных анализов в объеме 4063 проб эффузивных и 11323 интрузивных пород.

Петрохимическая карта отражает пространственное размещение петрохимически однородных групп всего массива и массивов пород определенной кислотности по содержанию SiO_2. Выделены площади однотипного магматизма, определены петрохимические особенности отдельных частей этих площадей. Дополнительно построены и проанализированы карты полей значений петрохимических показателей – факторов.

На основе собранной и вновь полученной, проведенными количественными пересчетами по химическим анализам, информации по петрографическому составу пород с учетом петрохимических данных выделены и откартированы типы одновозрастных и пространственно сопряженных магматитов (формаций и породных ассоциаций). Определено содержание этих совокупностей пород, главным образом, их петрохимические, минералогические и петрохимические особенности. В результате выделено 10 формаций и 44 субформаций эффузивных и соответственно 12 формаций и 48 субформаций интрузивных пород.

Определены геодинамические условия размещения однотипных вулканитов. Для этого рассчитывались количественные петрохимические показатели по 5-10 формулам и диаграммам с дополнением геологических показателей. В результате выделены формации и субформации рифтовых, орогенических континентальных, различных частей островодужных систем, срединно-океанических хребтов. Граниты разделены на типы M, i, S, A.

Полученные материалы, включающие формационную и петрохимическую карты магматических образований, комплект специальных таблиц и диаграмм подготовлены для проведения прогнозно-металлогенических исследований.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В ОФИОЛИТОВЫХ АССОЦИАЦИЯХ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

А.С. Лапухов, В.А. Симонов, Р.Д. Мельникова, Л.К. Павлова
Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии
Сибирского отделения РАН, Новосибирск

Проведено комплексное изучение офиолитовых ассоциаций эталонных массивов Алтае-Саянской складчатой области: Чаган-Узунского в Горном Алтае, Среднетерсинского – в Кузнецком Алатау и Куртушибинского – в Западном Саяне. Массивы располагаются в сложной покровно-чешуйчатой структуре в пределах глубинных региональных разломов, имеют венд-кембрийский возраст и представляют собой реликты океанических структур (Офиолитовая..., 1982; Добрецов и др., 1992; Симонов и др., 1999). При этом Чаган-Узунский массив сформирован в условиях срединно-океанического хребта в участках наложения мантийных плюмов. Гипербазиты Средне-Терсинского массива слагают фундамент островодужной системы. Массив Куртушибинского хребта является со-

ставной частью развитой островодужной системы, соответствующей фундаменту современных энсиматических дуг, и по своему геологическому строению близок офиолитам Южной Тувы.

Во всех породных разновидностях, представляющих собой единый генетический ряд: гипербазиты-пироксениты-габбро- дайки (габбро-долериты, долериты)-базальты, определены содержания золота, серебра, всех металлов платиновой группы (МПГ) и сопутствующих им халькофильных и сидерофильных элементов. Методами термобарогеохимии в этих же породах определен состав летучих компонентов и температуры гомогенизации расплавных включений.

Благородные металлы определялись сочетанием радиохимического нейтронно-активационного, атомно-абсорбционного и рентген-флуоресцентного методов в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН. Пределы определения Pt и Ru – 0,01 г/т, Pd и Rh - 0,001 г/т, Au, Ag, Ir, Os – 0,0001 г/т. Рентген-флуоресцентным методом (регистрация сигналов с помощью полупроводникового детектора) определены содержания Cr, Ni, Co, Cu, As, Se, Te, Bi, Sb. Все методы аттестованы Госстандартом России. Термобарогеохимические исследования проводились согласно методике (Симонов, 1993; Симонов, Ступаков, 1996; Симонов, 1999). Установлены устойчивые изменения содержаний золота, серебра и МПГ, которые колеблются в пределах 1-2 порядков, в ряду породных разновидностей от гипербазитов к базальтам. Довольно однотипны и графики распределения благородных металлов, нормированных по хондриту С1, полого убывающие от более легкоплавких к тугоплавким элементам с характерным иридиевым минимумом (рис. 1). Для гипербазитов всех массивов характерен хондритовый тип распределения с примерно одинаковым уровнем нормированных концентраций легкоплавких и тугоплавких элементов. Абсолютные содержания МПГ и золота в гипербазитах на 2-3 порядка ниже, чем в хондритах, приближаются к примитивной мантии и соответствуют распределению в соответствующих разрезах океанической литосферы Срединно-Атлантического хребта (Лапухов и др., 1999). В гипербазитах всех массивов содержания Os выше на порядок, а Ir на 2 порядка, по сравнению с габбро, базальтами и другими породами офиолитового разреза. Для рассматриваемых образований Кузнецкого Алатау в гипербазитах намечается четко выраженный Ir минимум и Ru максимум, наряду с достаточно большим разбросом содержаний Pd, Ru, и Au. В последующих дифференциатах (в ряду гипербазиты-габбро-базальты) отмечается значительное фракционирование МПГ с тенденцией к снижению доли тугоплавких и увеличению легкоплавких платиновых металлов. Еще более четко выраженные иридиевые минимумы установлены на нормированных графиках базальтов, габбро, пироксенитов и дайковых образований всех изученных массивов. Данные по составам оливинов и хромшпинелидов показывают, что ультрабазиты в офиолитах Горного Алтая и Западного Саяна представляют собой мантийные тектонизированные реститы. Дуниты Кузнецкого Алатау являются магматогенными кумулятами дунит-верлит-клинопироксен-габбрового комплекса (Платиноносность..., 1995; Симонов и др., 1995; Симонов, Ступаков, 1996). Рассчитанные по оливин-хромшпинелиевым геотермометрам температуры твердофазных равновесий ультрабазитов Чаган-Узунского массива составляют 894° С, Среднетерсинского – 966° С, Куртушибинского – 1063° С. В тех же породах температуры гомогенизации расплавных включений в клинопироксенитах составляют 1120-1230° С. Расплавы, формировавшие дайковый комплекс офиолитов, являются более высокомагнезиальными, низкотитанистыми, слабо дифференцированными магмами.

Кристаллизационная дифференциация приводит к фракционированию МПГ по температурам их плавления, их сидерофильности и халькофильности. В изученных образцах базитов и ультрабазитов выделяются две геохимические ассоциации благородных металлов: 1) палладиевая (Au, Ag, Pt, Pd, Rh), связанная с Cu, As, Se, и 2) иридиевая (Os, Ir, Ru) совместно с Co, Ni, Cr, Sb. В большинстве случаев обнаружены близкларковые или несколько повышенные содержания всех благородных металлов (табл.1).

Из летучих компонентов обнаружены CO_2, H_2O, CH_4, H_2, то есть преобладают восстановленные газы. Зависимость степени концентрирования МПГ от обогащённости магм летучими компонентами и степени окисленности флюида достаточно сложная. Вертикальные тенденции дифференциации летучих компонентов выражаются в снижении водонасыщенности от гипербазитов к габбро и базальтам при заметном возрастании доли восстановленных газов и снижении их степени окисленности. Подобно аналогичным образованиям океанической литосферы (Лапухов и др., 1999), повышение водонасыщенности и степени окисленности флюидов на нижних горизонтах офиолитового разреза сопровождается увеличением содержаний Au, Ag и МПГ иридиевой ассоциации. Увеличение суммы восстановленных газов (H_2, CO, CH_4) и содержаний сульфидной серы коррелируется с повышением роли МПГ палладиевой ассоциации и, соответственно, довольно резким возрастанием аддитивных соотношений (Pt+Pd)/(Os+Ir).

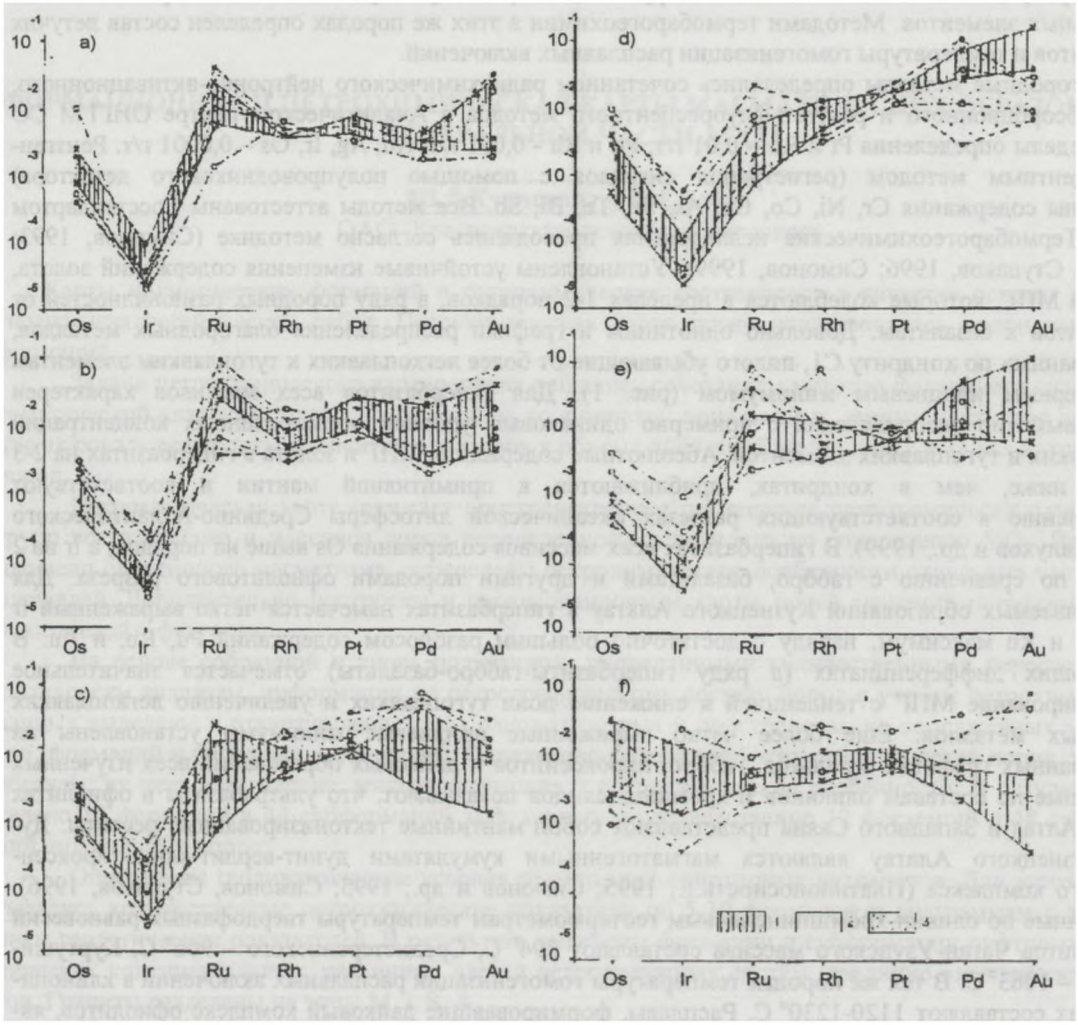


Рис. 1. Диаграммы распределения благородных металлов, нормированных по хондриту С1.
1 – Горный Алтай; 2 – Западный Саян; 3 – Кузнецкий Алатау.
Породы офиолитовой ассоциации: a – базальты; b – дайки; c – габбро; d - пироксениты; e – пироксеновые порфириты; f – гипербазиты.

В соответствующих породах рассматриваемых массивов отмечаются также определенные различия в уровнях содержаний МПГ. Так, самые высокие содержания Os (2,2-9,3 мг/т) установлены для гипербазитов Горного Алтая, а самые низкие (0,5-0,8 мг/т) – Кузнецкого Алатау. Вместе с тем в Кузнецком Алатау обнаружены самые высокие содержания Pd (3,3-35,7 мг/т) и Au (5,4-15,8 мг/т), в то время как в тех же породах Горного Алтая и Западного Саяна содержания Au составляют около 2,0 мг/т.

Для бонинитов и пироксенитов Горного Алтая отмечается повышенное содержание Pd (12,0-32,0 мг/т, среднее – 20,0 мг/т), что почти на порядок выше, чем в базальтах. Устойчиво низкие содержания Pd обнаружены в долеритовых дайках Западного Саяна (1,5 мг/т), несколько выше – Горного Алтая (3,0-10,0, в среднем – 5,0 мг/т) и самые высокие в аналогичных дайках Кузнецкого Алатау (6,5-11,3, в среднем 10,0 мг/т). Минимальные значения содержаний благородных металлов, особенно тугоплавких МПГ, отмечаются для базальтов всех упомянутых регионов. Наибольший разброс содержаний

золота и легкоплавкой части МПГ характерен для пироксенитов и пироксеновых порфиритов Горного Алтая, габбро Западного Саяна и даек Кузнецкого Алатау.

Таблица 1. Распределение благородных металлов (мг/т) в породах офиолитовых ассоциаций Алтае-Саянской области (средние содержания рассчитаны по 5-6 анализам).

Породы	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	Ag
Кузнецкий Алатау								
Базальты	0,5	0,01	25,0	<1	<5	1.8	1.6	44.2
Дайки	0,8	0,1	70,0	1,7	14,0	7,0	6,2	46,2
Габбро	0,6	0,2	9,1	1,5	17,0	8,5	2,4	13,2
Пироксениты	1,1	0,2	22,5	1,3	12,2	11,2	1,4	нет ан.
Гипербазиты	1,8	0,8	3,1	1,2	10,0	35,7	7,5	87,2
Горный Алтай								
Базальты 0,5	0,03	9,4	<1	<5	2.1	1.1	нет ан.	
Дайки	0,7	0,03	25,0	<1	<5	3.0	2.5	70.0
Бониниты 0,4	0,1	5,0	0,8	6,0	14,7	6,4	12,5	
Габбро	1,0	0,1	2,8	1,2	<5	4,7	7,7	36,0
Гипербазиты	6,0	2,7	3,8	1,4	10,0	1,9	0,9	нет ан.
Западный Саян								
Базальты	0,7	0,01	3,0	1,0	<5	17,5	1,2	38,4
Дайки	0,9	0,05	5,9	1,0	<5	1.5	2.3	145.8
Габбро	1,1	0,1	1,4	1,4	13,0	17,8	2,0	32,3
Гипербазиты	0,8	4,7	4,8	2,1	13,5	8,0	1,2	82,0

С изученными массивами связано благороднометалльное оруденение, известны коренные золоторудные и редкометалльные месторождения и сопутствующие им россыпные проявления золота и платиновых металлов. В породах с преобладанием сидерофильных элементов, с обособлениями хромитов, титаномагнетитов, хромшпинелидов преобладают Os, Ir, Pt (Кривенко и др., 1994; Платиноносность..., 1995). В более поздних дифференциатах концентрируются Pt, Pd, Au с теллуридами, арсенидами, сульфидами. Оруденение проявляется в виде зон рассеянной вкрапленности самородных металлов и интерметаллических соединений МПГ. В таких образованиях содержания МПГ достигают первых г/т.

Основные тенденции распределения нормированных содержаний благородных металлов в породах изученных массивов аналогичны соответствующим графикам крупнейших месторождений мира (Налдретт, 1984). В изученных породах содержания МПГ на 2-3 порядка ниже, чем в рудах, но в целом приведенные данные свидетельствуют об универсальности процессов концентрирования МПГ.

Заключение.

1. Установлено закономерное изменения содержаний МПГ по разрезу пород офиолитовых ассоциаций Алтае-Саянской складчатой области, обусловленное процессами кристаллизационной дифференциации и последующими постмагматическими изменениями.

2. Выделяются две геохимические ассоциации благородных металлов:

1) палладиевая (Au, Ag, Pt, Pd, Rh), связанная с Cu, As, Se, и 2) иридиевая (Os, Ir, Ru) совместно с Co, Ni, Cr, Sb. Абсолютные содержания МПГ золота и серебра в гипербазитах на 2-3 порядка ниже, чем в хондритах, приближаются к примитивной мантии и соответствуют распределению в породах океанической литосферы.

3. Выявлена сложная зависимость распределения МПГ от восстановленности флюидных компонентов, определяемая типом горных пород и условиями их образования. Подобно аналогичным образованиям океанической литосферы, повышение водонасыщенности и степени окисленности флюидов на нижних горизонтах офиолитового разреза сопровождается увеличением содержаний Au, Ag и МПГ "иридиевой" ассоциации. Увеличение суммы восстановленных газов (H_2, CO, CH_4) и содержаний сульфидной серы коррелируется с возрастанием относительной доли МПГ палладиевой ассоциации и довольно резким убыванием иридиевой ассоциации.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант №98-05-65209.

Литература.

Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренцов С.А. Океанические и островодужные офиолиты ЮгоВосточной части Горного Алтая.// Геология и геофизика, 1992, №12. С. 3-14.

Кривенко А.П., Толстых Н.Д., Нестеренко Г.В., Лазарева Е.В. Типы минеральных ассоциаций платиноидов в золотоносных россыпях Алтае-Саянской складчатой области.// Геология и геофизика, 1994, №1. С. 70-78.

Лапухов А.С., Симонов В.А., Павлова Л.К. Благородные металлы в коренных породах Срединно-Атлантического хребта (зона разлома 15о20').// Океанология, 1999, т.39, №5. С. 787-796.

Налдретт А.Дж. Сульфидные никелевые месторождения: классификация, состав, генезис./ Генезис рудных месторождений. - М :Мир, 1984, т.2. С. 253-343.

Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива). Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А. и др. Новосибирск: Наука, 1982.100 с.

Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов Юга Сибири. Богнибов В.И., Кривенко А.П., Изох А.Э. и др. Новосибирск: Изд-во НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1995. 151 с.

Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГГМСО РАН, 1993. 249 с.

Симонов В.А., Ступаков С.И., Лоскутов И.Ю., Ковязин С.В. Палеодинамические условия формирования офиолитов Кузнецкого Алатау.// Геология и геофизика, 1999, т.40, №12. С. 1759-1771.

СЕРПЕНТИНЫ И СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ В КОНТАКТАХ ДОЛЕРИТОВ С КАРБОНАТНО-СОЛЕНОСНЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

М.П. Мазуров, А.Т. Титов

Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Среди известково-магнезиально-железистых метасоматических ассоциаций, сопровождающих становление траппового комплекса в отложениях чехла Сибирской платформы, значительный объем занимают серпентинизированные породы. Серпентинизация проявлена как процесс регрессивного преобразования долеритов, магнезиальных скарнов и высокомагнезиальных вмещающих пород – доломитов, мергелей, галопелитовых прослоев в каменных солях, доломитистых известняков и песчаников. В долеритах она выступала, главным образом, как автометасоматический процесс и заключалась в псевдоморфном замещении оливина лизардитом. Характерно, что она осуществлялась в восстановительных условиях, так как железо сохранилось в двухвалентной форме, вошло изоморфно в лизардит, а обычная для окислительной обстановки гистерогенная вкрапленность магнетита в серпентинизированном оливине долеритов здесь отсутствует.

В магнезиально-скарновых залежах Коршуновского, Рудногорского и других месторождений формы серпентинизации более разнообразны, что предопределено многостадийным протеканием процессов, неодинаковой устойчивостью минералов, явлениями псевдоморфизации, переотложения и перекристаллизации, совершенствования микроструктуры. Серпентинизация в скарнах – многоступенчатый процесс, в ходе которого возникали и последовательно сменяли друг друга несколько морфологических и структурных разностей серпентинов. Она сопровождалась увеличением объема, что отражено в проявлении нескольких систем залеченных трещин и многочисленных зеркал скольжения. В большинстве своем серпентинизированные скарны имеют брекчиевидный облик. Серпентинизация имела как объемное развитие, так и локальное, в виде пятен, жил, прожилков и зональных гнезд. В форстерит-фассаитовых ритмично-полосчатых скарноидах прослежено псевдоморфное замещение серпентином форстерита и хлоритом – фассаита. Довольно широко представлены псевдоморфозы серпентина по форстериту как в безрудных, так и оруденелых скарнах. В псевдоморфозах серпентин представлен лизардитом либо смесью его с антигоритом, о чем свидетельствуют ярко выраженные главные эндотермические эффекты, связанные с потерей конституционной воды, с максимумами при 620-660°С и 770-780°С соответственно (Банников, Корнева, 1972). В таких образцах в просвечивающем электронном микроскопе при увеличении более 20000 хорошо просматривается микропластинчатое строение лизардита с деформационными субструктурами, напоминающими полосы изгиба со смещением (kink band). По данным ИКС ближе всего мономинеральному лизардиту отвечают шнуровидные и петельчатые серпентины в интерстициях и прожилках в шпинель – форстеритовых кальцифирах и во вкрапленных шпинель – форстерит – магнетитовых рудах. В участках объемной серпентинизации промежутки псевдоморфоз бутылочно-зеленого лизардита, а также зерен апатита, магнетита и сульфидов, выполнены голубоватым и молочно-белым колломорфным агрегатом хризотила.

На них нарастают клинохлор- магнетитовые корки, переходящие в сферолитовые почковидные агрегаты крупночешуйчатого клинохлора с гнездами кальцита, гематита и гетита. В безрудных серпентинизированных форстеритовых скарнах среди скрытозернистой офитовой массы встречаются прожилки хризотил-асбеста мощностью до 2 мм.

Необычны форма и видовой набор серпентинов в залежах галит-карбонатно-магнетитовых руд, расположенных на простирании участков послойных инъекций базитовой магмы в слоистые карбонатно-соленосные отложения ангарской свиты нижнего кембрия. На глубоких горизонтах участка Третья гора Коршуновского месторождения выявлены два типа серпентиновых новообразований. Первый – это лизардит – антигоритовые псевдоморфозы по кристаллам форстерита размером 0,1 – 0,32 мм. Они имеют серо-зеленую окраску и характерную паркетовидно – пластинчатую микроструктуру. Тонкие каймы этих зерен сложены гребенчатым лизардитом, а в промежутках зерен встречаются цепочки гистерогенного магнетита. Второй – это агрегатные псевдоморфозы серпентина, кальцита, железистого хлорита и гидроксидов железа по вторичному доломиту. Чаще всего они выглядят фарфоровидными обособлениями неправильной формы от десятых долей до нескольких сантиметров в поперечнике светло-серого или голубовато-серого цвета. В шлифах с реликтами замещенных минералов хорошо видно, что мельчайшие тонкоигольчатые и пластинчатые слабо двупреломляющие индивиды серпентина развиваются по спайности карбоната; в местах сгущения они имеют спутанно-волокнистое строение. В скрытозернистую серпентиновую массу местами включены идиоморфные метакристаллы пирита, кальцита, кварца и чешуйчатого клинохлора. По текстурным признакам вторая разновидность серпентина является более поздней. Среди рудного штокверка по карбонатно-терригенным отложениям верхоленской свиты на Рудногорском месторождении молочно-белые скрытозернистые серпентины с вкрапленностью пирита слагают каймы псевдообломков темно-серых серпентинизированных форстерит-апатит-магнетитовых руд или составляют цементирующую серпентин-карбонатную массу. Нередко в таких рудах наблюдается необычное псевдофлюидальное строение, обусловленное, по-видимому, скольжением разновеликих блоков руды по серпентиновой связующей массе. Светлые офитовые оторочки характерны для кальцитовых гнезд в скарнах и рудах.

При исследовании серпентинизации шпинельсодержащих минеральных ансамблей подмечена зависимость интенсивности преобразований от физико-механических свойств замещаемых пород. Так, в массивных шпинель-форстеритовых скарнах зерна шпинели и форстерита подвержены сильным хрупким деформациям. Они разбиваются на мелкие гранулы, дефектные участки полностью замещаются. В новообразованном гидроталькит-клинохлор-серпентин-кальцитовом цементе сохраняются мелкие идиоморфные спайные выколки свободной от включений шпинели. Шпинель при серпентинизации более устойчива, чем форстерит, который почти целиком замещается. В кальцифирах дробление протекало иначе и сопровождалось будинированием. Кристаллы шпинели практически сохранили свою размерность, облик и внутреннее строение, но покрыты оболочкой из спутанно-волокнистого агрегата манассеита, гидроталькита и серпентина (диагностика мелких частиц подтверждена Рамановской спектроскопией). Именно появлением подобных "магалов" еще Ал-Беруни объяснял сохранность благородной шпинели на памирских месторождениях (Киселев, Буданов, 1986). Он полагал, что шпинель является затравкой для интенсивной серпентинизации окружающей форстеритовой массы, которая происходила на регрессивном этапе преобразования скарнов. В дальнейшем эта рыхлая серпентиновая оболочка служила для кристаллов шпинели уже как защитная рубашка, предохраняющая от всевозможных тектонических напряжений в породе, и тем самым сохраняла их. Практически неподверженными серпентинизацией в нашем случае остались только форстериты из галит – магнетитовых руд в апикальных частях долеритового лакколита. Форстерит здесь слагает мелкие сахаровидные агрегаты, инкрустирующие галитовые гнезда. Галит обеспечил консервацию форстерита, предохранил от проникновения гидротермальных растворов. Очень слабо выражена серпентинизация и в экзоконтактах даек и силлов долеритов в однородных галититах.

За пределами магнезиально-скарновых залежей среди доломитов серпентинизация проявлена в виде гнезд, пятен, прожилков, сложенных спутанно-волокнистым хризотилом желтоватого и салатно-зеленого цвета. Такая окраска обычно связывается с примесью ионов трехвалентного железа.

Проявление серпентинизации в исследуемых базит-эвапоритовых контактах во многом сходна с апоскарновой серпентинизацией в магнезиально-скарновых плутоногенных месторождениях складчатых областей (Шабынин,1973; Синяков, Галкина, 1980; Зубков, Князев, Банников, 1988). Главное отличие состоит в многократном повторении процессов, вызванных ритмичным внедрением магмы и активизацией в связи с этим метасоматизма. По сравнению с кимберлитами, где серпентины одни из наиболее распространенных минералов и образованы по вкрапленникам, основной массе, глубинным ксенолитам и карбонатным породам рамы (Зинчук, Харькив, Мельник, Мовчан, 1987), в изучаемом случае серпентины имеют более однородное строение, содержат меньше примесных элементов и образованы при более интенсивной фильтрации достаточно высокотемпературных флюидов. По замерам температур гомогенизации газово-жидких включений в кальцитах, слагающих гнезда

и секущие прожилки в серпентинизированных скарнах, можно полагать, что самые поздние серпентиновые ассоциации возникли при температуре не ниже 300°С. В наиболее распространенных в природе и обстоятельно рассмотренных в многочисленных публикациях серпентинах из гипербазитов существует более широкий спектр их минеральных и структурных форм. Сравнительный анализ затруднен из-за отсутствия критериев отличия фреатических, авто- и аллометасоматических генераций этих минералов.

Таким образом, в контактах долеритов с карбонатно-эвапоритовыми отложениями чехла Сибирской платформы минералы группы серпентина образуются как по магнезиальным скарнам, так и по магматическим и осадочным породам. Они разнообразны по минеральным видам, форме, ассоциациям, особенностям кристаллизации и могут служить минералами-индикаторами при реконструкции метасоматических процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 98-05-65248.

Литература

Банников О.Л., Корнева Т.А. Термический анализ минералов группы серпентина из ультраосновных пород гипербазитовых массивов Анадыро-Корякской складчатой системы // Геология и геофизика, 1972, № 9. С. 118-124.

Зинчук Н.Н., Харькив А.Д., Мельник Ю.М., Мовчан Н.П. Вторичные минералы кимберлитов. Киев: Наукова думка, 1987. 284 с.

Зубков А.А., Князев Г.Б., Банников О.Л. К минералогии гидросиликатов железорудных месторождений магнезиально-скарновой формации / Взаимосвязь процессов магматизма, метаморфизма и рудообразования в складчатых областях юга Сибири. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 114-135.

Киселев В.И., Буданов В.И. Месторождения докембрийской магнезиально-скарновой формации Юго-Западного Памира. Душанбе: Дониш, 1986. 224 с.

Синяков В.И., Галкина С.В. Серпентины и процессы серпентинизации в рудной зоне Тейского магнетитового месторождения / Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем. Новосибирск: Наука, 1980. С. 80-87.

Шабынин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1973. 214 с.

ГЕОХИМИЯ АКЦЕССОРНОГО МАГНЕТИТА ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ СИНЮХИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ)

Новоселов К.Л.
Томский политехнический университет

На территории Синюхинского золоторудного поля и прилегающих к нему площадях известны четыре гранитоидных комплекса: 1) средне-кембрийский плагиогранитный комплекс (петротип Саракокшинский массив), 2) поздне-ордовикско-силурийский диорит-тоналитовый (петротип Инской массив), 3) силурийский лейкогранитовый комплекс (петротип Турочакский плутон, находящийся в 50 км северо-восточнее рудного поля), 4) средне-девонский лейкогранитовый комплекс (петротип массив Цыган). В пределах Синюхинского золоторудного поля силурийский лейкогранитовый комплекс представлен небольшими штокообразными гранитоидными телами, которые объединены с гранитами Турочакского плутона в единый комплекс на основе близости петрографических, петрохимических особенностей [Гусев А.И., 1994].

Акцессорный магнетит присутствует в породах всех гранитоидных массивов. Различные условия становления интрузивных комплексов нашли отражение в закономерностях распределения акцессорного магнетита, в его кристалломорфологии и в особенностях поведения в нем примесных элементов.

Количественное распределение магнетита в породах массивов отражено в табл.1. Наибольшее содержание акцессорного магнетита установлено в породах Инского массива (6380 г/т) и в гранитоидных телах силурийского лейкогранитового комплекса, расположенных в пределах рудного поля (турочакские тела рудного поля) (4228,5 г/т).

Магнетит присутствует в гранитоидах в двух генерациях за исключением массива Цыган, где магнетит одной генерации. Магнетит 1 занимает интерстиции среди главных породообразующих минералов, образует срастания с плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем. Зерна его имеют идиоморфные или аллотриоморфные очертания, а также образуют цепочковидный агрегат, приуроченный к интерстициям зерен. Обычно с выделениями магнетита 1 ассоциируют кристаллы апатита. Магнетит 2, поздней генерации, своим появлением обязан процессам хлоритизации

Магнетит 2, поздней генерации, своим появлением обязан процессам хлоритизации темноцветных минералов. Он образует тонкую сыпь, реже комковатые выделения, приуроченные к плоскостям спайности биотита или роговой обманки.

Таблица 1 Средние содержания акцессорного магнетита в гранитоидных массивах Синюхинского рудного поля и Турочакском плутоне (г/т)

	Массивы				
	Саракокшинский	Инской	Турочакские тела рудного поля	Турочакский плутон	Цыган
Магнетит 1	1530,5	6380,5	4228,5	1355,5	455
Магнетит 2	ед.з.	ед.з.	ед.з.	ед.з.	–

Таблица 2 Химический состав акцессорных магнетита 1 и магнетита 2 гранитоидных массивов Синюхинского рудного поля и Турочакского плутона (мас. %)

	Массивы				
Оксиды	Саракокшинский	Инской	Турочакские тела рудного поля	Турочакский плутон	Цыган
FeO	30,8 16,8	29,1 27,9	29,5 30,7	30,8 30,9	30,8
Fe_2O_3	68,6 61,8	64,8 61,5	65,7 68,2	68,6 68,8	68,7
MnO	0,00 1,83	0,46 1,09	0,25 1,25	—	–
MgO	0,05 0,01	0,02 0,003	—	—	0,02
TiO_2	0,4 0,37	4,91 3,05	3,31 0,89	0,28 0,1	0,21
Cr_2O_3	0,18 –	0,14 0,12	0,15 0,03	0,09 0,03	0,1
CaO	– 8,99	0,05 1,44	0,04 0,03	– 0,04	0,01
Al_2O_3	0,1 0,9	0,3 0,1	—	0,03 –	–
SiO_2	– 9,97	0,073 4,65	—	0,08 0,03	–
K_2O	– 0,14	0,01 0,009	—	—	0,02
Na_2O	0,05 0,04	0,07 0,09	– 0,03	– 0,09	0,15
Сумма	99,97 100,04	99,93 99,99	99,95 100,13	99,90 99,99	100,01

Примечание: в числителе магнетит1, в знаменателе магнетит 2.

Саракокшинский массив

Магнетит 1 $(Fe^{2+}_{0,99},Mg_{0,0005})_{0,99}(Fe^{3+}_{1,99},Al_{0,003},Cr_{0,005},Ti_{0,006})_{2,0}O_4$

Магнетит 2 $(Fe^{2+}_{0,52},Mg_{0,002},Ca_{0,16},Mn_{0,28})_{0,96}(Fe^{3+}_{1,72},Ti_{0,008},Si_{0,27})_{1,39}O_4$

Инской массив

Магнетит 1 $(Fe^{2+}_{0,92},Mg_{0,001},Ca_{0,002},Mn_{0,01})_{0,93}(Fe^{3+}_{1,84},Al_{0,1},Cr_{0,004},Ti_{0,14},Si_{0,003})_{2,0}O_4$

Магнетит 2 $(Fe^{2+}_{0,85},Mg_{0,0002},Ca_{0,06},Mn_{0,09})_{1,0}(Fe^{3+}_{1,69},Al_{0,006},Cr_{0,008},Ti_{0,08},Si_{0,17})_{1,95}O_4$

Турочакские тела рудного поля

Магнетит 1 $(Fe^{2+}_{0,94},Ca_{0,002},Mn_{0,04})0_{,98}(Fe^{3+}_{1,88},Cr_{0,004},Ti_{0,15})_{2,03}O_4$

Магнетит 2 $(Fe^{2+}_{0,98},Ca_{0,001},Mn_{0,004})_{0,99}(Fe^{3+}_{1,97},Cr_{0,001},Ti_{0,03})_{2,0}O_4$

Турочакский плутон

Магнетит 1 $Fe^{2+}_{0,99}(Fe^{3+}_{1,99},Cr_{0,002},Ti_{0,008},Al_{0,001})_{2,0}O_4$

Магнетит2 $(Fe^{2+}_{0,99},Ca_{0,002})_{0,99}(Fe^{3+}_{1,99},Cr_{0,001},Ti_{0,003},Si_{0,001})_{1,99}O_4$

Массив Цыган

Магнетит $(Fe^{2+}_{0,99},Ca_{0,0002})_{0,99}(Fe^{3+}_{1,99},Cr_{0,003},Ti_{0,006})_{2,0}O_4$

Магнетит 1 и магнетит 2 различаются между собой как по кристалломорфологическим особенностям, так и по химическому составу. Магнетит 1 распространен в виде комковатых зерен или кристаллов октаэдрического габитуса. Частота встречи комковатых форм зерен и хорошо образованных кристаллов в породах различных массивов существенно отличается: в породах Саракокшинского, Инского массивов, а также в турочакских телах рудного поля магнетит на 90% представлен комковатыми, угловатыми и неправильными зернами размером 0,3–0,75 мм; в гранитоидах массива Цыган и Турочакского плутона преобладают кристаллографически совершенные формы октаэдрического габитуса, размером 0,25–0,45 мм. Вторичные изменения магнетита 1 проявляются в различной степени мартитизации его кристаллов.

Морфология кристаллов магнетита 1 во всех породах изучаемых массивов достаточно однотипна – октаэдры с различной скульптурной постройкой на гранях {111}. По особенностям скульптуры выделено два типа: 1. плоскогранные с микроямчатой поверхностью или тонкой пластинчатостью, создающей впечатление совершенной спайности кристалла; 2. антискелетные кристаллы, каждая грань которых представляет собой наросты на {111} тонкопластинчатых (менее 0,01 мм) или толстопластинчатых (0,05–0,1 мм) треугольных индивидов, закономерно повышающихся к центру граней, образуя треугольный выступ. Кристалломорфология магнетита зависит от петрографического состава пород. В гранитоидных породах преобладают антискелетные кристаллы с большим количеством треугольных наслоений; в кварцевых сиенитах массива Цыган антискелетная скульптура выражена слабо, а в диоритоидах Инского массива встречаются преимущественно плоскогранные кристаллы с микроямчатой поверхностью.

Магнетит 2 распространен в виде мелких (0,05–0,1 мм) октаэдрических кристаллов с гладкими гранями без скульптурных усложнений.

Химический состав магнетитов 1 и 2 имеют свои особенности и отличия, которые отразились в их кристаллохимических формулах (табл. 2).

Температура кристаллизации магнетита 1 и магнетита 2, определенная по методу А.Ф. Баддингтона представлена в табл.3.

Таблица 3

Температура кристаллизации акцессорных магнетита 1 и магнетита 2 в гранитоидных массивах (t,°C)

Массивы	Магнетит 1	Магнетит 2
Саракокшинский	400–350	<350
Инской	700–750	600
Турочакские тела рудного поля	600–650	<400
Турочакский плутон	400	<350
Цыган	<400	

Общая особенность химического состава магнетита 1 для пород гранитоидных массивов – повышенное содержание TiO_2, MgO, Cr_2O_3, а в магнетитах Саракокшинского и Инского массивов, кроме того, Al_2O_3; магнетит 2 в противоположность раннему, характеризуется более высокими концентрациями MnO, CaO, SiO_2, K_2O, Na_2O. Накопление Mn в низкотемпературном магнетите 2 следует объяснять высокой фугитивностью кислорода среды кристаллизации, создающей условия дефицита Fe^{2+} и благоприятные для изоморфного вхождения в структуру магнетита Mn^{2+}; изоморфизму $Mn^{2+} \Leftrightarrow Fe^{2+}$ способствует, кроме высокого кислородного потенциала, повышенная щелочность расплава, которая имела место в процессе выделения магнетита 2. Косвенным доказательством этому служат примеси K_2O и Na_2O, находящихся в магнетите 2 в виде микровключений калиевого полевого шпата, плагиоклаза; последнему минералу обязано и присутствие CaO в магнетите 2. Относительно нахождения в магнетите 1 таких петрогенных элементов, как TiO_2, MgO, Al_2O_3 отметим, по мнению большинства исследований, они образуют однородные твердые растворы с магнетитом при высокой температуре [Чернышева, Смелянская, Зайцева, 1981; Чистяков, 1970], которые по мере понижения температуры образуют структуру распада и присутствуют в виде самостоятельных минералов – ильменита, шпинели. Однако в изученных полированных "шашках" акцессорный магнетит в качестве структур распада твердого раствора шпинель не содержит, а тонкие пластинки ильменита зафиксированы лишь в магнетите 1 пород Инского массива. В связи с изложенным, более высокие содержания в магнетите 1, по сравнению с магнетитом 2, TiO_2, MgO, Al_2O_3 подтверждает его высокотемпературное происхождение.

Элементы-примеси анализировались в магнитной фракции без разделения ее на ранние и поздние генерации магнетита, учитывая доминирующую роль в весе магнитной фракции раннего магнетита. В составе акцессорного магнетита спектральным количественным анализом установлен широкий спектр литофильных, халькофильных и сидерофильных элементов-примесей (табл.4).

Формы нахождения элементов-примесей в магнетите достаточно хорошо изучены и освещены в работах многих авторов [Штейнберг, Малахов, Фоминых, 1964; Дымкин, 1978; Ляхович, 1979, 1959]. Общепризнанным считается присутствие примесных элементов в магнетите в трех формах: 1) структурная примесь в кристаллической решетке магнетита; 2) самостоятельная фаза, как продукт распада твердого раствора в условиях понижающихся температур (шпинель, ильменит, ульвошпинель и др.); 3) включения и вростки других минералов в магнетите. Чистяков [Чистяков, 1970] на примере магнетитов интрузивных пород и руд контактово-метасоматических месторождений Сибири сделал вывод о том, что основной формой вхождения элементов-примесей в состав магнетита следует считать продукты распада твердых растворов.

Акцессорный магнетит изучаемых гранитоидных массивов практически лишен структур распада твердого раствора, поэтому подавляющая часть примесных элементов в составе магнетита рассматривается как структурная примесь, исходя из близости ионных радиусов к Fe^{2+} и Fe^{3+}. К таким элементам отнесены V, Ti, Mn, Cr, Sc, Pb, Cu, Sn, Zn, Ni, Co, Ga, Ge, Mo, Zr, а также Nb, который изоморфен с Ti. Высокие содержания Al и Mg, которые постоянно устанавливаются в составе магнетита, видимо объясняются включениями темноцветных минералов.

Таблица 4 Содержание элементов-примесей в акцессорном магнетите гранитоидных массивов Синюхинского рудного поля и Турочакского плутона ($n \cdot 10^{-4}$%)

Элементы	Саракокшинский	Инской	Турочакские тела рудного поля	Турочакский плутон	Цыган
Ti	>10000	>10000	7000–10000 9000	>10000	3000–10000 8300
V	410–670 540	180–350 240	370–450 420	300–340 320	150–250 190
Mn	157–3587 1560	386–3206 990	2232–8875 4592	2703–4345 3524	394–664 550
Co	10–20 15	10–30 12	12–27 13	10	6
Ni	28–127 68	49–165 91	40–53 47	19–24 22	27–101 51
Cr	38–430 190	190–250 200	70–125 100	35–50 50	75–210 120
Cu	24–83 38	11–41 25	34–44 39	10–23 17	12–36 24
Zn	90–300 180	70–925 320	260–435 350	350–780 570	257–840 560
Sn	5–50 16	5–25 13	18–22 21	32–51 42	27–93 61
Pb	9–15 12	9–16 11	16–20 18	27–31 29	14–103 38
Sc	4–12 6	3–4 3,5	4	3–4 3,5	3–4 3,5
Ge	5–6 5,4	5	6–8 7	7–8 7,5	5–6 5,3
Ga	20–26 22	21–24 23	25–26 25	28–30 29	24–26 25
Y	6–38 14	6–16 8,5	11–18 15	28–68 48	7–30 22
Zr	52–116 90	51–666 290	530–870 640	716–1210 960	150–1275 950
Nb	7–9 8	9–13 9,5	10–14 11	18–40 29	10–29 18
Mo	<30	<30	<30	<30	30
Ni/Co	4,5	7,6	3,6	2,2	8,5

Примечание: в числителе даны пределы колебаний содержания элемента, в знаменателе – среднее.

Содержание магнетита (также как ильменита, рутила, сфена, темноцветных минералов) в магматических породах позволяют косвенно судить об относительной обогащенности или обедненности магматического расплава Fe и Ti. Кроме изначального содержания Fe и Ti в расплаве на количество магнетита и ильменита в гранитоидах влияют и такие факторы как фугитивность кислорода, щелочность расплава, ассимиляция вмещающих пород, формационная принадлежность и др. Незначительное увеличение содержания кислорода и щелочности способствует частичному окислению Fe^{2+} и появлению магнетита. При значительных изменениях содержания O_2 и щелочности ведет к образованию гематита. В гранитных магмах содержание Fe^{2+} резко превышает содержание Fe^{3+}. Изучаемые гранитоидные массивы пространственно сближены, располагаются в пределах одной структурно-фациальной зоны, и породы рамы представлены отложениями одной свиты, но содержания магнетита в породах существенно различаются, т.е. влияние ассимиляции на количество акцессорного магнетита практически исключается. Только лишь в контакте интрузии с карбонатными породами концентрация магнетита в гранитоидах резко возрастает. Содержание магнетита полностью определяется химизмом магм, физико-химической обстановкой их кристаллизации, глубиной формирования.

Магнетит унаследует черты химизма родоначальных магматических расплавов и его состав служит индикатором базальтоидной или сиалической природы магм. Магнетиты гранитоидов, представляющих дифференциаты базальтовых магм в сравнении с палингенными гранитоидами батолитового типа характеризуются более высоким содержанием TiO_2, V_2O_5, Cr_2O_3, MnO, Co, Ni и низкими – Zn, Sn, Pb, TR, Zr, Nb и др. В составе магнетита гранитоидных массивов выделено две группы элементов с диаметрально противоположным поведением. В первую группу объединены Ti, V, Co, Ni, Cr, Cu. Во вторую группу – Zn, Sn, Pb, Ga, Y, Zr, Nb. Элементы-примеси первой группы образуют повышенные концентрации в магнетитах пород Саракокшиского и Инского массивов при дефиците элементов второй группы. Можно предполагать, что гранитоиды Саракокшинского и диоритоиды Инского массивов представляют собой дифференциаты подкоровой базитовой магмы, становление которых происходило на разных глубинах и в условиях различных температур. Вторая группа элементов, характеризующая существенно сиалические гранитоидные расплавы (Zn, Sn, Pb, Ga, Y, Zr, Nb), сконцентрирована в магнетите гранитоидов турочакских тел рудного поля, Турочакского плутона и Цыгана.

Наряду с общими чертами химизма, магнетит каждого гранитоидного массива имеет свои особенности и характерный парагенезис элементов-примесей, который по массивам распределяется следующим образом: Саракокшинский – Ti-V-Co-Cr-Cu-Sc; Инской массив – Ti-Co-Ni-Cr; турочакские тела рудного поля – V-Mn-Co-Cu-Ge-Zr; Турочакский плутон – Ti-Mn-Zn-Sn-Pb-Ge-Ga-Y-Zr-Nb; Цыган – Zn-Sn-Pb-Y-Zr. Парагенезис элементов-примесей в магнетите отражает геохимическую специализацию гранитоидных массивов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Конкурсного центра по фундаментальным исследованиям в области геологии, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Грант 2-120.

Литература

1. Гусев А.И. Интрузивный магматизм Синюхинского золоторудного узла (северо-восточная часть Горного Алтая).// Геология и геофизика.1994.№11.С.28–40.

2. Дымкин А.М. Железоносный магматизм, особенности его развития и соотношение с оруденением (на примере Алтае-Саянской складчатой области).// Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука. 1978. С.168–176.

3. Ляхович В.В. Акцессорные минералы горных пород. М.:Недра. 1979. 196с.

4. Ляхович В.В. Некоторые данные о составе акцессорного магнетита. // Тр.ИМГРЭ М.:АН СССР. вып. 3. 1959. С.89–103.

5. Чернышева Л.В., Смелянская Г.А., Зайцева Г.М. Типоморфизм магнетита и его использование при поисках и оценке рудных месторождений. М.: Недра. 1981.235с.

6. Чистяков В.К. К вопросу о формах вхождения элементов-примесей в магнетит.// Геохимия.1970. №2. С.217–227.

7. Штейнберг Д.С., Малахов И.А., Фоминых В.Г. Генетическое значение закономерностей распределения элементов семейства железа в магнетитах магматических пород Урала.//Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва. 1964,ч.93.вып.5. С.591–606.

УДК 549.27(517.3):553.491

МИНЕРАЛОГО – ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТО – ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН ТУВЫ.

Ойдуп Ч.К., Кужугет К.С., Агафонов Л.В.
Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, г. Кызыл, Институт геологии СО РАН, г. Новосибирск.

Месторождения платиноидов в базит- гипербазитах и углеродистых сланцах изучаются и осваиваются промышленностью с давних пор.. Однако в последние годы стали появляться новые сведения о наличии комплексного золото – платиноидного оруденения в зонах локального метасоматоза среди гипербазитовых массивов и черносланцевых горизонтов ряда офиолитовых зон. К примеру: на Южном Урале описано медистое золото в дайковых телах родингитов (Левин, Зотов,1986); золото – известковый - силикатный тип проявлений, связанный опять таки с родингитами (Золотоносность гипербазитов,1983); на одном из гипербазитовых массивов Корьякского нагорья установлено несколько минеральных разновидностей локального метасоматоза: родингиты, лиственитыкарбонатизированные серпентинитовые брекчии, в которых отмечается своеобразная золото – платиноидная металлогеническая специализация (Горелова,1990); на Агардагском массиве(Южная Тува) отмечено золото-сульфидное оруденение в кварц карбонатных лиственитах, родингитах, нефритоидах (Мурзин и др.1987; Ойдуп 1991); вулканогенно – осадочных толщах офиолитового разреза (крайний северо – восток Куртушибинского офиолитового пояса) в кварцевых жилах определена золото – платиноидная минерализация (Коробейников,1994, Сотников,1998). Тем не менее до сих пор к этим метасоматитам, как возможным коренным источникам платино – золотоносных россыпей уделяется мало внимания. Россыпные месторождения золота Тувы располагаются в пределах офиолитовых зон региона и в большинстве россыпей в переменных количествах присутствуют платиноиды. Результаты детального изучения вещественного состава россыпей на сканирующем микроскопе с приставкой «Kevex" и определение химического состава минеральных типов на рентгеноспектральном анализаторе "Camebax - Micro" показали, что золото и минералы платиновой группы весьма разнообразны по составу и по взаимоотношениям между минеральными фазами в агрегатах зерен. В этой связи есть основание полагать, что россыпи имеют разные коренные источники.

Таблица1 Химический состав золота из коренных и россыпных источников Тувы, мас. %

Номер		Cu	Au	Hg	Ag	Fe	Сумма
П.п.	проб						
1	5-92-2	Н.о.	97,56	Н.о.	1,36	0,67	99,59
2	5-92-4	Н.о.	96,60	Н.о.	1,39	0,14	98,13
3	5-92-5	Н.о.	96,75	Н.о.	1,42	0,12	98,29
4	3-92/1	0,02	94,82	Н.о	0,38	0,03	95,25
5	3-92/3	0,22	95,97	Н.о	0,42	0,06	96,67
6	3-92/4	0,08	98,01	Н.о	1,21	0,07	99,37
7	3-92/5	1,36	82,27	Н.о	15,21	0,09	98,93
8	3-92/6	0,38	85,37	Н.о	9,81	0,15	95,71
9	3 –92/7	2,41	83,30	Н.о	12,06	0,19	97,96
10	Хо-29-1	0,14	96,24	0,06	2,91	Н.о	99,35
11	Хо-29-2	0,02	78,55	0,04	22,33	Н.о.	100,94
12	Хо-29-3	0,03	76,76	0,04	23,42	Н,о.	100,25
13	Хо-29-4	0,29	92,75	Н.о	7,15	Н.о.	100,19
14	Ч-99	0,07	86,45	5,42	9,35	Н.о	101,28
15	Ч-99-1	1,46	95,72	0,68	2,23	Н.о	100,09
16	1652	Н.о.	93,73	0,35	5,85	-	99,93
17	1652-1	Н,о	98,09	0,07	1,93	-	100,79
18	1653	Н,о	85,17	0,24	14,16	-	99,57
19	Ч-99-3	0,03	89,38	0,39	10,05	Н.о	99,85
20	Ч-99-4	0,09	91,91	1,69	6,65	Н.о	100,34
21	Ч-99-5	0,03	85,83	0,37	13,79	Н.о	100,04
22	Ч-99-6	0,13	93,41	1,10	5,38	Н.о	100,02
23	Хо-3-1	46,65	49,94	Н.о	Н.о	Н.о	96,59

24	Хо-3-2	47,25	50,78	Н.о	Н.о	Н.о	98,02
25	Хо-3-4	0,08	84,58	2,56	12,35	Н.о	99,58
26	Хо-3-5	0,19	90,77	2,03	8,36	Н.о	101,35

Примечание: 1-3 убоговкрапленное хромититовое оруденение Сольджерский массив; 4-9 – Нижнетарлашкынский массив; 10-13 – сплошное хромититовое тело (Хопсекский массив); 14-15 – золото из лиственитов(Кудургахем); 16-18 – золото из черных сланцев; 19 – 22 - шлиховое золото (Кудургахем); 23- 24 - шлиховое золото (Хопсекский массив).

Минералы элементов платиновой группы (ЭПГ) в коренных источниках установлены в ультрамафитах и генетически связанных с ними хромититах. Исследованные хромититы по гипербазитовым массивам региона делятся на несколько групп по объемному содержанию хромшпинелидов: убоговкрапленные, редковкрапленные, средневкрапленные, густовкрапленные, массивные. В этом плане минералы ЭПГ известны в хромититах по всем группам. Распределение их крайне неравномерное и не коррелируются с объемным содержанием хромшпинелидов. Хотя есть свои характерные особенности в их распространении в каждом массиве в зависимости от вещественного состава, возраста и степени метаморфизма, но доминируют минералы ЭПГ – сплавы системы Os-Ir-Ru (рутениосмирид осмирид и т.д.), которые рассматриваются исследователями, как типичные минералы ультрамафитов офиолитовых зон (Дмитренко и др.,1985).

Таблица 2 Химический состав минералов ЭПГ по руч. Кудургахем, мас.%.

№№ п.п	Номера проб	Pt	Ir	Os	S	Ru	Rh	Fe	Ni	Cu	Ag	Сумма
1	Ч-981	4,56	29,96	46,32	Н.о	16,41	0,32	0,39	0,03	0,67	0,42	98,12
2	Ч-981-1	3,54	30,34	46,60	Н.о	16,85	0,52	0,25	Н.о	0,07	0,93	98,98
3	Ч-982	4,53	30,57	32,20	Н.о	30,03	0,69	0,28	0,08	0,05	0,79	99,23
4	Ч-982в(1)	82,48	2,21	Н.о	Н.о	0,30	1,53	8,15	0,21	0,41	0,11	95,39
5	Ч-982в(2)	84,45	1,85	Н.о	Н.о	0,46	1,81	8,43	0,26	0,45	Н.о	97,72
6	Ч-982в(3)	55,88	13,42	8,11	Н.о	12,61	1,72	5,22	0,08	0,67	0,42	98,12
7	Ч-982в(4)	84,36	1,62	Н.о	Н.о	0,38	1,36	7,94	0,22	0,62	0,02	96,53
8	Ч-982в(5)	84,86	1,64	Н.о	Н.о	0,38	1,47	8,21	0,22	0,43	0,08	97,29
9	Ч-983	1,70	37,51	45.13	Н.о	14,21	Н.о	0,46	0,09	0,08	1,03	100,22
10	Ч-983-1	3,87	27,88	36,24	Н.о	28,51	0,33	0,28	0,06	0,01	0,87	98,05
11	Ч-991в	8,16	22,23	26,68	Н.о	39,56	1,62	0,21	0.06	0,03	0,60	99,14
12	Ч-991в	8,13	22,11	25,72	Н.о	39,69	1,86	0.23	0,04	0,01	0,56	98,34
13	Ч-991	6,93	21,91	27,09	Н.о	39,83	2,19	0,08	Н.о	0,02	0,61	98,65
14	Ч-991в	7,79	21,70	27,05	Н.о	39,26	2,06	0,04	Н.о	0,02	0,54	98,45
15	Ч-991в	8,46	22,78	24,24	Н.о	40,80	2,06	0,08	0,02	0,03	0,70	99,16
16	Ч-991к	0,98	11,35	8,26	30,76	41,30	Н.о	0,15	0,12	Н.о	4,07	97,00
17	Ч-991к	3,10	16,27	8,14	27,18	34,81	0,09	0,15	0,12	Н.о	8,32	98,18

Примечание: к – каемки сульфидов Os, Ir, Ru (16,17), развивающихся по рутениридосмину; в – включения внутри рутениридосминов.
1-2 – рутениридосмин; 3 – рутениридосмин; 4-8 – включения изоферроплатины в рутениридосмине: 9 – 10 рутениридосмин; 9 –центр: 10 – край;
13 – рутениридосмин. 11,12,14,15 – включения в рутениридосмине.

Несколько своеобразен состав минералов ЭПГ во фрагментарных выходах ультрамафитов, локализованных в пределах высокометаморфизованных комплексов Тувинно – Монгольского срединного массива (ТММ). По геолого – петрографическим особенностям в составе пород ультрамафитов

ТММ ведущее место занимают оливиниты. Зерна и агрегаты оливина находятся в оталькованной, карбонатизированной массе и часто содержание оливина доходит до 90%. Характерны порфирокластовые и лейстовые типы структур. Оливин имеет своеобразную чечевицеобразную (вытянутую по одной оси) форму зерен, характерную для вторичного оливина. Минерал прозрачный без твердофазных включений магнетита, с буроватым оттенком, по составу относится к форстериту с низким содержанием окиси никеля.

Во вкрапленных хромититовых рудах кроме хромшпинелида в составе присутствуют парагенезис метаморфических минералов – антофиллит, карбонат, тальк. По составу хромшпинелид соответствует чаще субферри феррихромиту. В отличие от ультрамафитов офиолитовых зон Центральной Тувы природные сплавы системы Os-Ir-Ru встречаются здесь крайне редко и только в виде кубических твердых растворов. Широко проявлены такие минералы, как самородная платина, изоферроплатиина, тетраплатина и с ними ассоциирует большой ряд рудных минералов: никелин, пендландит, хизлевудит, раммельсбергит, аваруит, высокопробное золото. Минералы Os, Ir, Rh, Pt представлены арсенидами, сульфидами, сульфоарсенидами, замещающими природные сплавы: сперрилит, лаурит, руарсит- осарсит и т.д.

Содержание золота в хромититах на порядок превышает количество его во вмещающих ультраосновных породах. Присутствие самостоятельной минеральной фазы его в коренных источниках отмечены нами в сплошных хромититах Копсекского, во вкрапленных хромититах Нижнетарлашкынского, Сольджерского массиво (Агафонов и др.,1993). Химический состав золота показан в пунктах 1-7 табл.1, примеси представлены в основном серебром (0,38- 23,42 мас.%.).

Минералы ЭПГ в россыпных месторождениях золота Тувы (бассейн реки Эми, правый приток Балыктыг- Хем, бассейн р. Эйлиг Хем, Сыстыг - Хем, Куртушибинский хребет) отмечались еще впервые годы эксплуатации в начале XX в. В шлиховых пробах, изученных за последнее время по р.р Золотой, Черная, Алгыяк (Куртушибинский офиолитовый пояс), руч. Неожиданный (Каахемский пояс), бассейн р. Эми(Восточно – Тувинский пояс) отмечается более широкий, чем коренных породах спектр минеральных типов ЭПГ. Минералы в шлихах окатанные в разной степени, комковатые, угловатые с уступами и сколами зерна, по составу относятся к соединениям системы Os - Ir-Ru(рутениридосмину), что соответствует минералам ультрамафитов офиолитовой ассоциации, как уже упоминалось выше. По результатам изучения минералов ЭПГ на электронном микроскопе отмечаются две особенности: а) зерна рутениридосмина (осмирида, иридаосмина) в шлихе в одном случае содержат твердофазные включения изоферроплатины разной величины, формы(табл 2/4-8); б) зерна имеют зональное строение, по трещинам минерала – хозяина развиваются другие минералы, представленные сульфидами (табл. 2/16 – 17/), арсенидами, сульфоарсенидами ЭПГ. Развитие подобного замещения по минералу - хозяину отмечается, как уже упоминалось выше, в хромититах из высокометаморфизованных ультрамафитов ТММ. В этой связи, есть основание полагать, что сульфиды, арсениды, сульфоарсениды ЭПГ имеют наложенный характер на ранее сформированные твердые растворы осмия, рутения, иридия в постмагматический этап (т.е при трансформации породно – хромититовых комплексов в мантийных условиях). Дополнительные порции благородных металлов могли поступать и с гидротермами. Это косвенно подтверждается набором привнесенных элементов во вторичных минералах (серы, мышьяка, теллура, селена, вольфрама), что не характерны для ультраосновных пород(Агафонов и др.,1998). По – видимому, это обусловлено наличием золото – платиновой минерализации в кварц–карбонатных лиственитах, лиственитизированных породах, родингитах, нефритах, кварцевых жилах вулканитов и т.д. В последних минералов ЭПГ находили при разработке коренного золота на Восточном Таннуола (Высоцкий,1933). Нами опробованы апогипербазитовые метасоматиты по руч. Кудургахем, чернослацевые горизонты(Куртушибинский пояс), которые могли послужить коренным источником более поздней золото – платинометальной минерализации. В этих породных разновидностях самостоятельные минеральные типы ЭПГ не найдены. В лиственитах, черных сланцах по протолочным пробам фиксируется тонкое золото. По результатам сканирования на микроанализаторе Camebx – Micro примеси в золоте представлены медью, ртутью и серебром. (табл.1). Сопоставляя по составу данное золото с золотом из коренных хромититов(Хопсекский массив)и дунитов(убоговкрапленное оруденение, Сольджерский,Нижнетарлашкынский массивы), в котором практически отсутствуют примеси меди и ртути видим, что они не аналогичны.

Таким образом, россыпообразующей золото – платиновых россыпей Тувы может минерализация золота и платины в: 1. ультрамафитах и генетически связанных с ними хромититах из офиолитовых ассоциаций; 2. метасоматических образованиях среди пород офиолитового разреза: кварц – карбонатных лиственитах, родингитах, кварцевых жилах среди вулканогенно – осадочной составляющей офиолитов.

Литература.

Агафонов Л.В., Кужугет К.С., Ойдуп Ч.К., Ступаков С.И. Самородные металлы в гипербазит – базитах Тувы. Новосибирск,1993..87 с.

Агафонов Л.В., Лебедев И.И., Черезов А.М. Минералы самородных металлов россыпи ручья Неожиданного (Тува). Новосибирск: Изд – во СО РАН, 1998, 60с.

Горелова Н.И. Проявления локального метасоматоза и связь с ними рудной минерализации на одном из гипербазитовых массивов Корьякского нагорья //Изв. ВУЗов. Геология и разведка.-1990.-№2. С.73-78.

Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Горячева Е.М. Химические составы породообразующих и акцессорных минералов альпинотипных ультрамафитов Коряского нагорья. – /Препр. Магадан:СВКНИИ ДВНЦ АН СССР,1985. Часть1, 66с.;часть11, 60с.

Золотоносность гипербазитов /Информационный сборник: геология, методы поисков и разведки месторождений магматических полезных ископаемых. М. ВИЭМС, 1983.

Коробейников А.Ф. Закономерности образования и размещения нетрадиционных комплексных золото – платиноидных месторождений в различных структурах земной коры / Обзор Госком. По геологии и использованию недр,1994, Москва. 61с.

Левин К.А., Зотов А.В. Миграция и отложение золота и серебра в гидротермальных условиях / Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений. М. Наука,1986.

Сотников Б.А. Платиноносность метасоматитов и руд Октябрского золоторудного месторождения Восточного Саяна (Тыва)/Тезисы док. Молодежь и проблемы геодинамики в 3-м тыс- летии, Томск,9-12 дек. 1996.

ХРОМИТИТЫ С ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ ОСПИНСКО-КИТОЙСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА (В.САЯН, РОССИЯ)

Д.А. Орсоев[1], Н.Д. Толстых[2], Е.В. Кислов[1], А.Г. Миронов[1]

[1] Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

[2] Объединенный институт геологии, геофизики минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Офиолитовые ассоциации, широко распространенные в складчатых поясах, в ряде случаев характеризуются повышенными концентрациями элементов платиновой группы (ЭПГ). Работами последних лет было показано, что большинство проявлений платиноидов в них, как правило, связаны с хромититами, развитыми обычно в реститовых комплексах метаперидотитов. Характерной особенностью таких хромититов является существенное преобладание минералов Os, Ir и Ru при подчиненной роли Pt-Fe сплавов.

Вместе с тем для некоторых мантийных гипербазитовых комплексов появились данные, указывающие на обогащенность хромититов Pt и Pd, которые при этом образуют широкий круг минералов, в том числе соединения с Fe, Cu, Ni, As, Sb, Bi и др. элементами (Рудашевский и др., 1983; Дмитренко и др., 1985; Дистлер и др.,1986; Lord et al., 1994 и др.). Предполагается, что увеличение развития низкотемпературных минеральных ассоциаций платиноидов связано с наложенной серпентинизацией в процессе обдукции офиолитов, сопровождавшейся привносом Sb и As из корового материала (Шарков, Богатиков, 1998), а также с активным участием глубинных флюидов (Дистлер и др., 1986; Рудашевский, 1987). Примером подобных образований могут служить хромититы, выявленные нами в метаперидотитовом комплексе Оспинско-Китойского массива офиолитовой ассоциации Восточного Саяна. Они характеризуются повышенными содержаниями Pt, Pd и Au. В них наряду с Os-Ir-Ru минералами развиты сплавы системы Pt-Cu-(Fe, Ni) и, в частности, уникальная фаза состава $(Pt,Au)(Cu,Sb)_3$.

Оспинско-Китойский массив является крупнейшим гипербазитовым телом в Восточном Саяне. Он входит в состав Ильчирского офиолитового пояса и располагается на его восточном фланге в области сочленения двух его ветвей, обрамляющих Гарганскую глыбу. Согласно современным представлениям, массив представляет собой сложно построенный и интенсивно деформированный реликт офиолитового покрова, который состоит из нескольких тектонически совмещенных чешуй, разделенных зонами меланжа (Скляров и др., 1984; Добрецов и др., 1985). Основной объем верхней чешуи слагают в различной степени серпентинизированные ультраосновные породы, которые и образуют собственно гипербазитовый массив. Он состоит из двух частей: северной и южной, разделенных полосой терригенно-осадочных пород Подробное описание его строения и состава пород содержится в ряде публикаций (Пинус, Колесник, 1966 и др.). Здесь мы только отметим, что среди ультраосновных пород преобладают гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты с подчиненным количеством дунитов и весьма ограниченным развитием лерцолитов, верлитов и жильных пироксенитов.

Гарцбургиты, судя по составам акцессорных хромшпинелидов (100xCr/(Cr+Al)=71.2÷89.8), оливина (Fo=90÷95%) и ортопироксена (Al_2O_3=0.7÷1.8 мас.%), можно отнести к крайне истощенным перидотитам, близким в этом смысле к некоторым массивам Корякского нагорья (Орсоев и др., 1999). Важной особенностью Оспинско-Китойского массива является широкое проявление процессов графитизации. Наиболее интенсивно углеродизация проявлена на границе блоков неизмененных гипербазитов и серпентинитов, а также по зонам катаклаза и милонитизации. Совместно с гипербазитами углеродизации подвергаются и тела хромититов.

Хромитовое оруденение приурочено к участкам развития небольших тел дунитов. Оно представлено вкрапленно-полосчатыми сегрегациями, шлировыми (гнездовыми) и жильными обособлениями густовкрапленного и сплошного хромита. Платиноносные хромититы обнаружены среди линз серпентинизированных дунитов в южной части северной пластины (район левого истока р. Ильчир) Здесь они образуют преимущественно небольшие по размерам (от первых см до 0,5 м) гнездово-шлировые тела.

Изученные хромититы отличаются повышенными содержаниями Ni (0.22-0.59 мас.%), Co (до 0.14%), Cu (до 0.04%) и Zn (до 0.50%), характеризуются неравномерным распределением и различной зернистостью рудного вещества, интенсивно тектонизированы. В интерстициях хромитовых агрегатов, а также в виде включений в зернах хромита постоянно присутствуют реликты оливина. Процессы серпентинизации и метаморфо-метасоматической переработки пород формируют вторичную ассоциацию, в которой доминируют обогащенные Cr_2O_3 серпентин (до 3.52 мас.%) и хлорит (до 4.52 мас.%), реже встречаются эпидот и кальцит.

Хромшпинелиды представлены двумя генерациями. Первая (Хшп-1) образует отдельные идиоморфные зерна, которые располагаются в основной массе второй генерации (Хшп-2). Последняя цементирует обломки и заполняет трещинки в кристаллах хромшпинелида первой генерации, что указывает на ее более позднее происхождение. По составу Хшп-1 отвечают хромиту, а Хшп-2 - ферриалюмохромиту и субалюмоферрихромиту, которые характеризуются широкими вариациями состава и отличаются от хромитов высокими содержаниями окисного железа (до 13.2 мас.%), повышенными - TiO_2, V_2O_3, ZnO, NiO и более низкими - Cr_2O_3. Ранние хромиты в целом близки по составу акцессорной вкрапленности гарцбургитов и дунитов.

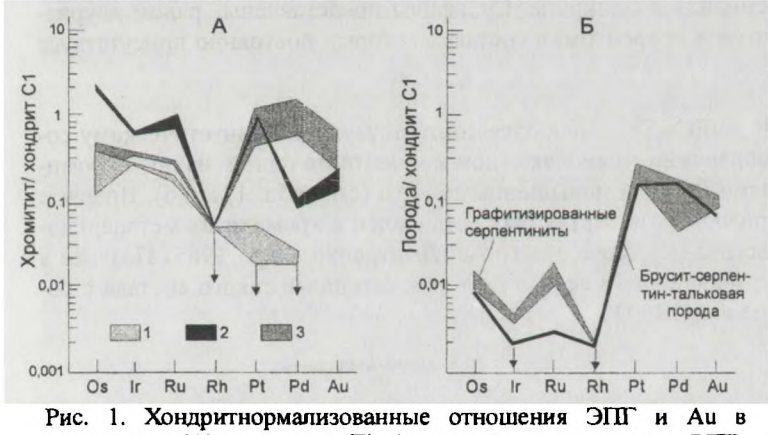


Рис. 1. Хондритнормализованные отношения ЭПГ и Au в хромититах (А) и породах (Б). 1- мантийные хромититы ;ЭПГ-содержащие хромититы:2- первой группы, 3- второй группы

Как Хшп-1, так и Хшп-2 по краям и трещинкам замещаются магнетитом, в составе которого в незначительных количествах присутствуют те же элементы, что и в хромшпинелидах. В магнетитовых каймах встречаются мелкие выделения серпентина и хлорита. Кроме того, в жилообразных обособлениях серпентина отмечается другой тип магнетита, образующий кристаллы октаэдрического облика и характеризующийся более высокими содержаниями Cr_2O_3, MgO и NiO. В качестве включений в нем присутствуют серпентин, халькозин и самородная медь.

Кроме силикатов в изученных хромититах наблюдаются в небольших количествах мелкие выделения сульфидных минералов, представленные кубанитом, хизлевудитом, годлевскитом, высоконикелистым пентландитом. Они сопровождают развитие поздней хромшпинели (ферриалюмохромит, субалюмоферрихромит) и совместно с ней проникают по трещинкам в кристаллы раннего хромита. Единичные зерна сульфидов отмечаются также в интерстициях рудных агрегатов и в трещинках, выполненных серпентином и хлоритом.

Среди хромититов массива выделяются как обедненные платиноидами хромититы (табл.1, ан. 1 и 2), которые имеют крутой отрицательный наклон кривых (рис. 1А)., и величину отношения Pt/Ir меньше 1, так и хромититы обогащенные ЭПГ. Тренд фракционирования первых является типичнным для мантийных хромититов большинства офиолитовых комплексов (Barnes at al.,1985). Хромититы с повышенным содержанием ЭПГ по соотношению благородных металлов (табл.1) можно разделить на две группы. Первая (Σ ЭПГ=2.96-3.34 г/т) характеризуется максимальными концентрациями тугоплавких элементов и повышенными - Pt (до 1.03 г/т). Во второй группе при более низких суммарных содержаниях ЭПГ (1.34-2.79 г/т) ведущими элементами являются Pd, Pt и Au при подчиненной роли Os, Ir и Ru Спектры хондрит-нормализованных отношений для обеих групп в целом имеют V-образную форму с ярко выраженным отличием по Pd (рис. 1А) Следует заметить, что кривые распре-

деление ЭПГ и Au в породах (рис. 1Б) имеют положительный наклон, обусловленный резким преобладанием содержаний Pt, Pd и Au, и в этом отношении близки хромититам второй гуппы

Таблица 1

Содержание ЭПГ и Au в хромититах и породах
Оспинско- Китойского массива (мг/т)

№ п/п	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	Pt/ Ir	Σ ЭПГ
1	184	150	140	<20	<50	<50	-	0.17	534
2	60	150	120	<20	55	<50	-	0.37	420
3	1180	340	730	<20	1030	50	35	3.03	3340
4	1010	330	520	<20	1030	60	21	3.12	2960
5	110	190	180	<20	490	360	35	2.58	1340
6	240	200	210	<20	1240	890	110	6.20	2790
7	8	2.4	8	<20	310	<50	21	125	358
8	5	2	13	<20	180	110	16	90	320
9	5	<2	<4	<20	160	100	11	160	277

Примечание. 1, 2 - обедненные ЭПГ и Au мантийные хромититы; платиноносные хромититы: 3, 4 - первой группы, 5,6 - второй группы; 7, 8 - графитизированные серпентиниты; 9 - брусит-серпентин-тальковая порода. Анализы выполнены в ЦНИГРИ (г. Москва).

Среди минералов платиновой группы в хромититах Оспинско-Китойского массива доминируют зерна и кристаллы самородных элементов системы Os-Ir-Ru (Жмодик и др., в печати). Преобладают минералы самородного осмия, в значительно меньших количествах присутствуют самородные иридий и рутений. Зерна осмия и рутения имеют преимущественно составы рутениридосмина, изредка иридосмина. Для них характерен отчетливо выраженный рутениевый тренд изменения состава, свойственный минералам, образовавшимся в высокобарических условиях (Bird, Bassertt, 1980). Самородный иридий отвечает составам рутеносмирида и осмирида. Сульфиды представлены рядом лауритэрликманит, а сульфоарсениды - осарситом и ирарситом, в составах которых постоянно присутствует Sb (до 6.3 мас.%).

Неназванный минерал состава $(Pt,Au)(Cu,Sb)_3$, наиболее соответствующий синтетическому соединению $PtCu_3$ (Schubert et al., 1955), обнаружен нами в тяжелом концентрате одной из проб хромитита с аномально высокими содержаниями Pt, Pd и повышенными - Au (см. табл. 1, ан. 6). Впервые сплав $PtCu_3$ без примесей Au и Sb на природных объектах был установлен в хромититах метаперидотитового комплекса Красногорского массива (Корякское нагорье; Дмитренко и др.. 1985) Позднее в хромититах Кондерского щелочно-ультраосновного массива был выявлен сплав такого состава с содержанием Sb до 4.8 мас.% (Рудашевский и др., 1992).

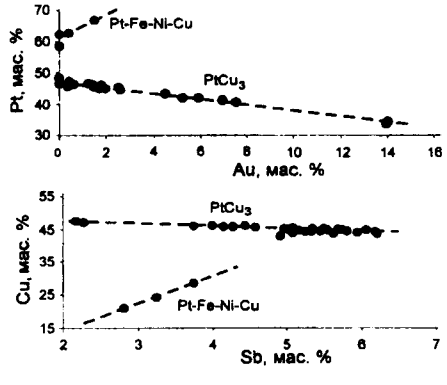


Рис. 2. Корреляция Pt-Au и Cu-Sb в составах неназванного минерала $(Pt,Au)(Cu,Sb)_3$ и промежуточных фаз Pt-Fe-Ni-Cu



Рис 3.Диаграмма составов минералов ЭПГ в системе Fe(+Ni) - Pt+Au(+Pd+Ir+Rh+Ru+Os) - Cu(+Sb)

1,2 - гипербазитовые массивы Корякского нагорья: 1- Дистлер и др.,1986, 2 - Дмитренко и др.,1985; 3 - вебстериты Наранского массива (Агафонов, Леснов,1997); 4 - промежуточная минеральная фаза (наши данные); 5 - теоретические составы известных минералов ; 6-тренд изменения состава тетраферроплатины

Он образует зерна неправильной формы, иногда в срастаниях с оливином. Размеры зерен не превышают 20 мкм. В отраженном свете минерал белого цвета со слабым желтоватым оттенком, слабо

анизотропный. По данным микрозондового анализа (31 зерно) он содержит значительную примесь Au (до 14.0 мас.%) и Sb (до 5.21)
(табл. 2). При этом концентрация Au имеет отрицательную корреляцию с Pt, а Sb с Cu (рис.2), что предполагает их взаимное изоморфное замещение. Кроме того, в составе исследуемого соединения постоянно отмечается концентрация Ni (0.12-1.07 мас.%) и в некоторых случаях - Fe (до 0.85 мас.%).

Таблица 2

Химический состав Pt-Fe-Ni-Cu промежуточных фаз и неназванного минерала $(Pt,Au)(Cu,Sb)_3$ из хромититов Оспинско-Китойского массива (мас.%)

№ п/п	Pt	Au	Sb	Fe	Ni	Cu	Сумма
1	66.94	1.50	1.30	10.48	5.51	16.01	101.74
2	62.45	-	2.82	7.69	4.51	20.95	98.42
3	62.90	0.38	3.23	6.86	3.88	24.29	101.54
4	58.57	-	3.74	5.62	3.41	28.92	100.26
5	47.46	-	5.48	-	0.56	44.57	98.07
6	47.12	0.43	5.54	-	0.54	44.87	98.50
7	45.38	1.73	5.28	-	0.60	44.41	97.40
8	44.87	2.58	4.97	-	0.45	45.01	97.88
9	43.37	4.48	4.44	0.08	0.51	46.04	98.92
10	41.92	5.92	4.26	-	0.42	45.85	98.37
11	41.24	6.95	3.99	-	0.45	46.01	98.64
12	40.55	7.57	3.72	-	0.36	46.26	98.46
13	33.73	13.95	2.17	-	0.18	47.62	97.65
14	34.40	14.00	2.26	-	0.21	47.28	98.15

Примечание. 1-4 - Pt-Fe-Ni-Cu промежуточные твердые растворы ; 5-14 - неназванный минерал $(Pt,Au)(Cu,Sb)_3$. Прочерк - элемент не обнаружен. Анализы выполнены на микроанализаторе "Camebax-micro" (ОИГГМ СО РАН, Новосибирск), аналитик-Л.Н. Поспелова.

Некоторые зерна имеют концентрическую зональность, фиксируемую только на сканирующем электронном микроскопе. Обычно центральную часть зерна слагают реликты Pt-Fe-Ni-Cu твердых растворов. Точки их состава на тройной диаграмме (рис. 3) располагаются на линии, соединяющей тетраферроплатину и фазу $PtCu_3$. Тренд изменчивости состава и морфологические взаимоотношения выявленных фаз свидетельствуют, что сплав $PtCu_3$ образуется за счет тетраферроплатины через промежуточные соединения Pt-Fe-Ni-Cu в результате привноса Fe, Cu и Ni на первой стадии и Cu, Au и Sb - на второй. О стадийности процесса образования $PtCu_3$, как конечного продукта, можно судить по различию корреляционных трендов Pt-Au и Cu-Sb для выявленных соединений (см.рис.2).

Полученные минералого-геохимические данные, таким образом, указывают, с одной стороны, на развитие мантийной Os-Ir-Ru ассоциации, свойственной альпинотипным гипербазитам реститового происхождения, а с другой - на преобразование этой ассоциации с накоплением Pd, Pt и привносом Cu и Sb в процессах корового метаморфо-метасоматического изменения, включая процессы серпентинизации, во время тектонического перемещения отдельных блоков ультрамафитов в верхние горизонты земной коры. Эти преобразования протекали, вероятно, при активном участии восстановительных флюидов и глубинной газовой фазы, содержащей CO_2 Доказательством этому может служить обогащенность хромититов Pd, Pt и Au относительно Os, Ir и Ru и наличие интенсивно графитизированных серпентинитов и брусит-серпентин-тальковых пород, также обогащенных легкоплавкими ЭПГ (см. табл. 1 и рис. 1Б). Присутствие в породах массива углеродистого вещества и самородной меди свидетельствует о восстановительном характере воздействующих флюидов

Формирование поздней, обогащенной окисным железом, хромшпинелевой ассоциации (ферриалюмохромит, субалюмоферрихромит) в процессе массовой серпентинизации при температуре 400-200°С сопровождалось кристаллизацией малосернистых сульфидов Ni и Cu (пентландит, годлевскит, хизлевудит, кубанит и др.), что свидетельствует об очень низкой фугитивности серы в этих процессах.

Авторы благодарят ФЦП СЭР Республики Бурятия за финансовую поддержку при проведении данных исследований.

Литература

Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Платиноиды в вебстеритах Наранского мафит-ультрамафитового массива (Западная Монголия) // Геология и геофизика, 1997, т. 38, №12. С. 1949-1954.

Дистлер В.В., Крячко В.В., Лапутина И.П. Эволюция парагенезисов платиновых металлов в альпинотипных гипербазитах // Геол. рудн. м-ний, 1986, №5. С. 16-33.

Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Горячева Е.М. Химические составы породообразующих и акцессорных минералов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья. Ч. 2. Минералы платиновых элементов. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. 60 с.

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. 34-58.

Жмодик С.М., Агафонов Л.В., Митронов А.Г., Очиров Ю.Ч., Жмодик А.С., Карманов Н.С., Цимбалист В.Г. Платинометальная и Ni минерализация в хромититах и аллювиальных отложениях Оспинско-Китойского района (Восточный Саян) // Доклады АН, в печати.

Орсоев Д.А., Миронов А.Г., Анциферова Т.Н., Кислов Е.В. Реконструкция палеогеодинамических обстановок формирования гипербазитов Оспинско-Китойского массива по минералогическим данным // Матер. междун. конф.: Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Петрозаводск, 1999. С. 109-111.

Пинус Г.В., Колесник Ю.В. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с.

Рудашевский Н.С. Происхождение различных типов платиноидной минерализации в породах ультрамафитовых формаций // Зап. ВМО, 1987, ч. 116, вып. 2. С. 222-237.

Рудашевский Н.С., Бураков Б.Е., Малич К.Н., Хаецкий В.В. Акцессорная платиновая минерализация хромититов Кондерского щелочно-ультраосновного массива // Минер. журн., 1992, т. 14, №5. С. 12-22.

Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Жданов В.В. Минеральные парагенезисы платиноидов ультрабазитов // Зап. ВМО, 1983, ч. 112, вып. 1. С. 3-13.

Скляров Е.В., Медведев В.Н., Куликов А.А., Цой Л.А. Структурная позиция офиолитов обрамления Гарганской глыбы // Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984. С. 5-10.

Шарков Е.В., Богатиков О.А. Механизмы концентрирования элементов платиновой группы в расслоенных интрузивах Карело-Кольского региона // Геол. рудн. м-ний, 1998, т. 40, №5. С. 419-439.

Barnes S.J., Naldrett A.J., Gorton M.P. The origin of the fractionation of platinum- group elements in terrestrial magmas // Chem. Geol., 1985, v.53, p. 303-323.

Bird J.M., Bassett W.A. Evidence of a deep mantle history in terrestrial osmium-iridium-ruthenium alloys // J. Geophys. Res., 1980, B85, N 10, p. 5461-5470.

Lord R.A., Prichard H.M., Neary C.R. Magmatic PGE concentrations and hydrothermal upgrading in the Shetland ophiolite complex // Trans. Instn. Mining and Metallurgy, 1994,Sect. B, v.103, p. 87-162.

Schubert K., Kiefer B., Wilkens M., Haufler R. Uber einige metallische ordnungsphasen mit grossen periode // Z. Metallkunde., 1955, v. 46, p. 692-715.

РОССЫПНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛОВ В ВЕРХНЕПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЧУЙСКОЙ И КУРАЙСКОЙ КОТЛОВИН ГОРНОГО АЛТАЯ

Г.Г. Русанов

ФГУП "Горно-Алтайская экспедиция", с. Малоенисейское

На юго-востоке Горного Алтая в Чуйской и Курайской межгорных котловинах на площади не менее 2500 км^2 широко развиты мощные толщи верхнепалеоген-неогеновых полифациальных отложений кошагачской, туерыкской и бекенской свит, перекрытых четвертичными образованиями, и выходящими на дневную поверхность лишь в прибортовых частях впадин, где они носят дислоцированный характер и приурочены к неотектоническим нарушениям (Девяткин, 1965). Максимальная мощность кайнозойских отложений в Чуйской котловине составляет 1200 м, а неогеновых – 569 м; в Курайской котловине мощность кайнозойской толщи – 487 м, а верхнепалеоген-неогеновых отложений – 385 м (Русанов, 1991; Лузгин, Русанов, 1992). Мощность же перекрывающих образований квартера от 27-40 м в центральных частях впадин, в направлении к их бортам возрастает до 110-150 м.

В прибортовых частях этих котловин к болотным, озерно- и аллювиально-болотным фациям олигоцен-раннемиоценовой кошагачской свиты приурочены давно известные многочисленные проявления и месторождения бурого угля (Аксарин, 1938; Девяткин, 1965; Лузгин, Русанов, 1992 и др.), а к выходам озёрных глин кошагачской и среднемиоцен-среднеплиоценовой туерыкской свит – месторождения строительных и буровых глин. По мнению Е.В. Девяткина (1965), в межгорных котловинах Юго-Восточного Алтая погребённые палеоген-неогеновые отложения могут содержать россыпи золо-

та, касситерита и других минералов. По нашим данным (Русанов, 1996), золотоносность неогеновых отложений туерыкской и бекенской свит в Чуйской и Курайской впадинах составляет 0,003-0,02 г/т, является локальной по площади и фрагментарной по разрезу, и практического интереса не представляет.

В конце восьмидесятых годов в этих котловинах верхнепалеоген-неогеновые отложения кошагачской, туерыкской и бекенской свит были вскрыты картировочными скважинами (Русанов, 1991), керновый материал которых был комплексно опробован на различные виды анализов. По результатам шлихового и литолого- минералогического опробования впервые сделана попытка предварительной оценки этих отложений на россыпи магнетита, циркона и титановых минералов.

В Чуйской котловине в скважинах 10 (глубина 335 м) и 11 (глубина 671 м) озерные глины туерыкской свиты отличаются низким выходом минералов тяжелой фракции (0,23 – 0,33 %), на долю магнетита и ильменита приходится 50,5 %, а их содержания составляют 1,11-1,64 кг/т. В аллювиально-озёрных тонкопесчано-алевритистых глинах выход тяжёлой фракции выше (0,78-1,14 %), на долю магнетита и ильменита приходится 51,9-57,9 % фракции, а их содержания составляют 4,48-5,91 кг/т. В отложениях свиты постоянно в незначительных количествах (доли процента) присутствуют циркон, рутил, лейкоксен, максимальные содержания которых не превышают первых сотен г/т.

В Курайской котловине в скважинах 13 (глубина 523 м), 14 (глубина 461 м) и 15 (глубина 336 м) кошагачская, туерыкская свиты представлены преимущественно глинистыми и глинисто-песчаными алевритами, в которых выход минералов тяжелой фракции изменяется от 0,82 % до 2,76 %, содержания магнетита составляют 4,2-69,4 % (1,9-26,8 кг/т), циркона – 1,6-10,3 % (0,25-1,7 кг/т), лейкоксена – 3,3-13,5 % (0,28-3,75 кг/т). По сравнению с кошагачской, ильменит несколько более распространён в туерыкской свите, где его максимальные содержания составляют 18,4 % (5,11кг/т). Однако истинные содержания этих минералов должны быть значительно выше, так как анализировались лишь алевритовая фракция размером 0,1-0,01 мм.

В отложениях бекенской свиты, вскрытых скважинами 10-15, наибольший интерес представляют глинисто-алевритистые тонкозернистые пески, в которых выход минералов тяжелой фракции составляет 1,76-2,78 %. На долю магнетита и ильменита приходится 38,1-57,6 % от веса тяжёлой фракции, а их содержания – 6,7-12,5 кг/т.

По данным шлихового опробования керна бекенской свиты содержания магнетита изменяются от первых сотен г/м^3 до 12,47 кг/м^3, а ильменита от первых десятков г/м^3 до 3,8 кг/м^3, причём наибольшие содержания также приурочены к глинисто-алевритистым пескам. Истинные содержания этих минералов должны быть выше, так как шлихо-минералогическое опробование, как правило, приводит к систематическому занижению основных рудных минералов на 10-20 % (Быховский, Зубков, 1994).

По данным термических и рентгеновских анализов глины кошагачской, туерыкской и бекенской свит, вскрытых скважинами 10-15, являются гидромусковит-гидрослюдистыми с постоянными содержаниями кварца, кальцита, хлорита и примеси органики. В отдельных прослоях кошагачской и туерыкской свит, отмечается примесь монтмориллонита или каолинита. Под электронным микроскопом установлено, что монтмориллонит является аутигенным, развивается по гидрослюде, и, вероятно, образовался в солоноватоводной среде, о чём свидетельствуют наличие в этих прослоях солоноватоводных растений и значительные содержания аутигенных марказита и пирита (Русанов, 1998), составляющих соответственно 1,7-95 % и 0,1-14,1 % от веса тяжёлой фракции. Каолинит также является аутигенным и приурочен к прослоям, насыщенным растительной органикой, что в водной среде могло локально создавать кислые условия, благоприятные для его образования (Русанов, 1998).

По результатам химических анализов отложения этих свит отличаются низкой зрелостью, уменьшающейся вверх по разрезу. Коэффициент Фогта ($Al_2O_3 : Na_2O$), характеризующий степень зрелости глинистого материала, для кошагачской свиты составляет 21.7, в туерыкской свите он изменяется от 13 до 7.8, а в бекенской свите равен 7.9-6.7.

Пески и алевролиты в этих свитах по составу полимиктовые. В легкой и тяжёлой фракциях резко преобладают неустойчивые к химическому выветриванию минералы. Во всех свитах набор минералов тяжёлой фракции практически постоянен, но по разрезам в вертикальном и горизонтальном направлениях отмечаются значительные колебания в их содержаниях, что связано с литологией и различной фациальной принадлежностью вмещающих осадков.

Все эти данные обнаруживают много общего между кошагачской, туерыкской и бекенской свитами, и в то же время резко отличают их от карачумской свиты палеогена, представленной переотложенными продуктами мел-палеогеновой(?) зрелой коры химического выветривания (Девяткин, 1965; Русанов, 1998).

После размыва мел-палеогеновой(?) коры химического выветривания и образования карачумской свиты, вероятно, с середины олигоцена и до конца плиоцена горное обрамление Чуйской и Курайской котловин испытывало постоянное устойчивое воздымание, а растущие впадины испытывали

такое же устойчивое опускание. На протяжении всего этого длительного этапа, в постоянно растущем горном обрамлении, не возникало благоприятных условий для образования кор химического выветривания, и, наоборот, с течением времени все больше возрастала роль физического выветривания, происходило усиление эрозионных и денудационных процессов. Все это приводило к тому, что в бассейны аккумуляции поступал все менее и менее зрелый материал, а это, в свою очередь, не способствовало образованию россыпей ценных минералов с промышленными содержаниями.

Даже в случае обнаружения в кошагачской, туерыкской или бекенской свитах прмышленных россыпей, что маловероятно, они вряд ли будут иметь практическое значение из-за мощной (десятки и сотни метров) толщи перекрывающих отложений.

Литература

Аксарин А.В. Чуйский буроугольный район в Юго-Восточном Алтае // Вестник ЗСГУ, № 4 – Новосибирск, 1938. С. 41-69.

Быховский Л.З., Зубков Л.Б. Россыпи титана и циркония – объекты первоочередных инвестиций: пролемы и пути решения //Россыпи и месторождения кор выветривания – объект инвестиций на современном этапе: Тез. докл. X Международ. совещ. – М., 1994. С. 59-60.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая М.: Наука,1965. 244 с.

Лузгин Б.Н., Русанов Г.Г. Особенности формирования неогеновых отложений юго-востока Горного Алтая // Геология и геофизика, № 4, 1992. С. 23-29.

Русанов Г.Г. Предварительные результаты изучения кайнозойских отложений в Чуйской и Курайской котловинах // Новые данные по геологическому строению и условиям формирования месторождений полезных ископаемых в Алтайском крае: Тез. докл. конф. – Барнаул, 1991. С. 24-25.

Русанов Г.Г. Некоторые данные о золотоносности неогеновых отложений Горного Алтая // Проблемы геологии Сибири: Тез. докл. науч. конф., т. 2 – Томск: Изд-во Том. гос. ун-та, 1996. С. 179-180.

Русанов Г.Г. Палеоэкологические условия неогеновых озёр в Чуйской и Курайской котловинах Горного Алтая // День Земли: экология и образование. Мат-лы III Международ. межвуз. конф. – Б ийск: НИЦ БиГПИ, 1998. С. 184-186.

Русанов Г.Г. О сходстве и различии карачумской свиты палсогена с четвертичными буроцветными отложениями на Сукорском выступе в Горном Алтае // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской складчатой области: Мат-лы науч.-практ. конф. – Кемерово – Новокузнецк, 1999. С. 87-89.

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ДАЙКОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ТОМЬ-ЯЙСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ (ТОМСКИЙ РАЙОН)

Ю.В. Уткин

Томский государственный университет, г. Томск

Породы нижне-среднетриасового томского дайкового комплекса широко распространены в пределах Томского района, где они прорывают девонские и нижнекаменоугольные отложения Томь-Яйского междуречья, образуя ареал изометричной формы до 50 км в диаметре. Дайки концентрируются в серию магнитных дайковых поясов северо-западного и субширотного простирания, мощностью до 1,0-1,5 км, которые обычно состоят из нескольких дайковых пучков разной мощности и протяженности.

Мощность отдельных даек изменяется в широких пределах (от 3-5 до 50 м), при этом для наиболее мощных устанавливается сложная морфология, обусловленная многократностью внедрения долеритового расплава (Чистяков, 1995). Щелочные лапмрофиры Томского района, представленные единичными дайками, впервые описаны В.К.Чистяковым (1990), который выделил их в аникинский лампрофировый тип, считая его более молодым по отношению к нижне-среднетриассовому томскому комплексу.

Петрографический состав пород комплекса разнообразен, что позволило в свое время К.В.Иванову (1956) наиболее детально изучившему дайки окрестностей Томска, выделить среди них долериты, эссексит-долериты, диабазы, эссексит-диабазы, монцониты и гибридные породы (кварцевые сиенит-диорит-порфиры и эссексит-диабазы с ксеногенным кварцем). При этом предполагалось, что дифференциация магмы в ходе формирования дайкового комплекса шла в направлении долерит–эссексит-долерит–монцонит. В последних публикациях сохранена предложенная К.В. Ивановым

классификация даек, но они типизированы по названию наиболее характерных петротипов (Чистя-

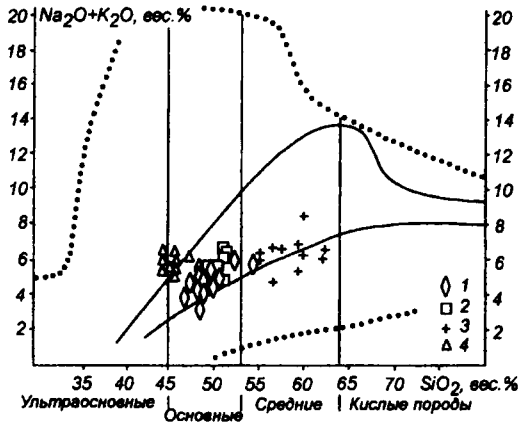


Рис. 1. TAS-диаграмма пород мезозойских дайковых комплексов.
1-3 – Томский монцогаббро-трахидолеритовый комплекс: 1 – трахидолериты, 2 – монцогаббро, 3 – гибридные монцодиорит-порфириты; 4 – комплекс щелочных лампрофиров

ков,1996). Выделяются три типа дайковых пород: ларинский – монцодиоритовый, бойцовский – микрогаббро-долеритовый, степановский – гибридный (кварцевые сиенит-диорит-порфириты, диорит-порфириты, долериты с графитом).

На классификационной TAS-диаграмме фигуративные точки основных пород монцогаббро-трахидолеритового комплекса образуют компактное поле в области распространения субщелочных габброидов, вблизи границы с породами нормального ряда. При этом для трахидолеритов (бойцовский тип) устанавливается колебания содержания кремнезема в пределах 48,64-54,76 %, что значительно больше чем в монцогаббро (ларинский тип), где количество SiO_2 изменяется от 49,68 до 51,16 %. Гибридные монцодиорит-порфириты (степановский тип) по химизму соответствуют средним породам с переходом пород нормального ряда к субщелочным разностям (рис.1).

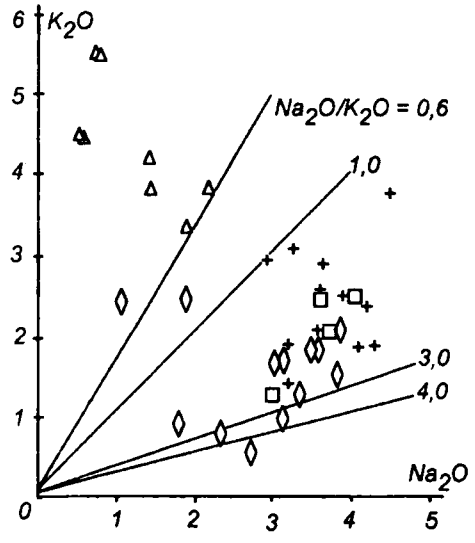


Рис.2. Соотношение щелочей в породах мезозойских дайковых омплексов.Условные обозначения см. рис. 1.

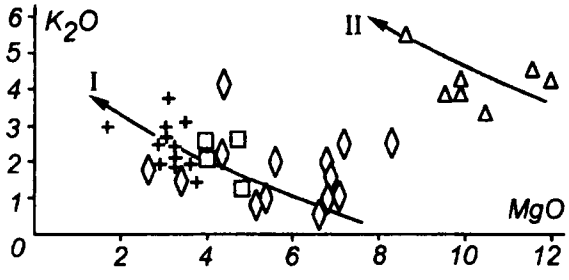


Рис. 3. Соотношение калия и магния в породах мезозойских дайковых комплексов.
Тренды дифференциации: I– монцогаббро-трахидолеритовый комплекс, II– комплекс щелочных лампрофиров. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

Анализ положения фигуративных точек химических составов пород на TAS-диаграмме позволяет уточнить названия пород, согласно нового Петрографического кодекса (1995). Так, породы бойцовского типа названы нами трахидолеритами, ларинского – монцогаббро, степановского – монцодиорит-порфиритами. Комплекс щелочных лампрофиров резко отличается по соотношению кремнезема и щелочей от монцогаббро-трахидолеритового, что демонстрируется расположением фигуративных точек составов пород в поле щелочных габброидов.

По соотношению щелочей породы монцогаббро-трахидолеритового комплекса характеризуются широкой вариацией щелочности от натриевого типа до калиевого с преобладанием калиево-натриевого типа щелочности. Для дайковых пород комплекса щелочных лампрофиров характерен только калиевый тип щелочности (рис. 2).

Наметившееся отличия в химизме двух разновозрастных дайковых комплексов ярко демонстрируется на бинарных петрохимических диаграммах, фиксирующих соотношение в породах главных петрогенных оксидов MgO, Fe_2O_3, FeO, Na_2O, K_2O (рис. 3, 4).

Анализом диаграмм устанавливается два петрохимических типа пород, являющихся производными различных магматических очагов. В частности, устойчивые соотношения между калиевостью и железистостью, калием и магнием в щелочных лампрофирах являются свидетельством того, что исходная базальтовая магма комплекса щелочных лампрофиров генерировалась в верхней мантии и была изначально богата калием. Глубинный уровень генерации базитовых расплавов слюдяных лампрофиров (калиевых базитов) мезозойской лампрофир-диабазовой формации юга Сибири предполагает также Л.А. Михалева (1989).

Ассоциация пород монцогаббро-трахидолеритового комплекса является производной единого магматического очага, исходная базальтовая магма которого закономерно изменяла состав вследствие магматической дифференциации, а также контаминации корового материала, что привело к обогащению расплава кремнеземом, щелочами, оксидами титана, железа и обеднению оксидами магния (см. рис. 4).

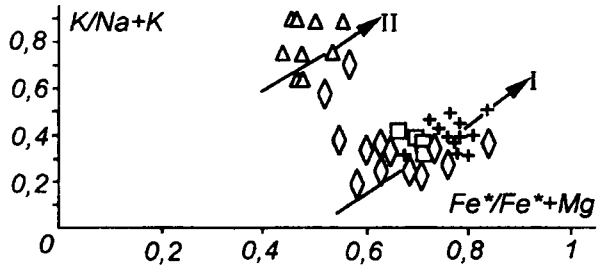


Рис. 4. Соотношение щелочности и железистости в породах мезозойских дайковых комплексов.

Условные обозначения см. рис. 1, 3.

Геохимическим изучением установлено различие в содержании примесных компонентов в породах мезозойских дайковых комплексов (табл. 1).

Из 12 проанализированных элементов в породах монцогаббро-трахидолеритового комплекса зафиксировано 11, в щелочном лампрофире только 8. Общими элементами-примесями мезозойских дайковых комплексов являются хром, кобальт, стронций, барий, гафний, цинк, но при этом для них устанавливаются отличия в содержании относительно кларка для основных пород по А.П. Виноградову (1962). Положительные содержания, превышающие кларковые отмечаются для Sr, Ba, Hf, а отрицательные – для Zn. Максимальные значения больше кларковых в 76 и 112 раз в породах обоих комплексов зафиксированы для Hf, что позволяет трактовать это как проявление региональной геохимической специализации. Геохимическая специализация конкретных магматических комплексов выражается в отсутствии в щелочных лампрофирах скандия, свинца, тория, брома при резко повышенном содержании в них цезия, не характерного для монцогаббро-трахидолеритового комплекса.

Таблица 1 *Содержание элементов–примесей в породах мезозойских дайковых комплексов, г/т*

№ п.п	Номер проб	Cr	Co	Sc	Sr	Sb	Cs	Ba	Hf	Ta	Th	Br	Zn
		200*	45,0	24,0	44,0	1,0	1,0	300	1,0	0,48	3,0	3,0	130
1.	Т-3-108 Род	54,0	44,0	22,0	2000	1,1		1000	62,0		3,0		1,4
2.	Т-82-95 Бор	45,0	28,0	21,0	3000			1000	75,0		3,0	87,0	4,8
3.	82-159 Чист	136,0	34,0		3000			1000	79,0	1,2		121,0	0,2
4.	Т-6 Черн	49,0	22,0		2000			2000	88,0	1,1	4,7	127,0	1,4
5.	Т-8 Черн		17,0		2000			2000	75,0		5,8		
6.	Сред.содерж.	56,8	29,0	8,6	2400	0,22		1400	75,8	0,46	3,3	67,0	1,6
7.	83-35-В Чист	275,0	35,0		2000		50,0	8000	112,0	1,3			0,7

1-6 – породы Томского монцогаббро-трахидолеритового комплекса, 7 – комплекс щелочных лампрофиров.

* Среднее содержание элемента в основных породах по А.П.Виноградову (1962).

Нейтронно-активационный анализ пород мезозойских дайковых комплексов выполнен в лаборатории ядерно-геохимических исследований ТПУ, г. Томск

Содержание редкоземельных элементов и характер их распределения в породах изучаемых комплексов во многом сходны (табл. 2). Устанавливается обогащенность пород относительно хондрита

легкими РЗЭ (La, Ce) в 120-200 раз с постепенным уменьшением содержаний в них средних РЗЭ (Sm, Eu, Tb). Резкое преобладание легких РЗЭ над тяжелыми (Yb, Lu), содержание которых не превышает хондритовые более чем в 40 раз и, как следствие, значительная величина La/Yb нормированного отношения (7,5-10,8), является дополнительным фактом, подтверждающим проявление процессов дифференциации в мезозойских дайковых комплексах.

Таблица 2

Содержание редкоземельных элементов в породах мезозойских дайковых комплексов, г/т

№ п.п	Проба	La 0,33*	Ce 0,88	Sm 0,181	Eu 0,069	Tb 0,047	Yb 0,200	Lu 0,034	∑РЗЭ	(La/Yb)N
1.	Т-3-108 Род	50,0	97,0	12,0	2,8	1,1	3,7	0,9	167,5	8,2
2.	Т-82-95 Бор	40,0	91,0	12,0	4,2	0,9	2,3	0,6	151,0	10,5
3.	82-159 Чист	50,0	93,0	16,0	4,4	0,8	4,2	0,7	169,1	7,5
4.	Т-6 Черн	66,0	127,0	16,0	4,8	1,8	3,7	1,3	220,6	10,8
5.	Т-8 Черн	55,0	108,0	15,0	4,9	1,3	4,2	1,1	189,5	8,3
6.	83-35-В Чист	52,0	110,0	12,0	5,8	0,5	3,4		183,2	9,3

Дайковые комплексы: 1-5 – томский монцогаббро-трахидолеритовый, 6 – щелочных лампрофиров.
* Среднее содержание элемента в хондрите (Балашов, 1976).

В распределении тяжелых редкоземельных элементов отмечается некоторое накопления Lu в породах монцогаббро-трахидолеритового комплекса и отсутствие этого элемента в пробе щелочного лампрофира. Из последнего вряд ли стоит делать генетические выводы, так как анализировалась только одна проба. Также дополнительных исследований требует отмеченное проявление слабого европиевого максимума в щелочном лампрофире. Установлено (Балашов, 1976), что европий, в отличие от других лантаноидов, предпочтительнее входит в решетку плагиоклаза и, следовательно, европиевый максимум характерен для пород, образующихся при кумуляции плагиоклазов. Изученные же породы комплекса щелочных лампрофиров, напротив, полностью лишены плагиоклазов.

Литература

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.

Виноградов Л.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия, 1962, № 7. С. 555-571

Иванов К.И. Геология и петрография нижнекаменоугольных и дайковых пород окрестностей г. Томска: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 1956. 17 с.

МихалеваЛ.А. Мезозойская лампрофир-диабазования формация юга Сибири. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989. 167 с.

Петрографический кодекс Магматические и метаморфические образования. СП-б.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 127 с.

Чистяков В.К. Новые данные по дайковым породам окрестностей г. Томска // Природокомплекс Томской области. Том. 1: Геология и экология. Томск, 1995, С. 104-110.

Чистяков В.К., Небера Т.С., Михалева Л.А. Породы лампрофирового типа из окрестностей г. Томска // Минералогия, геохимия и полезные ископаемые Сибири. Вып. 1. Томск, 1990. С. 160-169.

Чистяков В.К., Федосеев Г.С. Петрохимические типы даек Томского комплекса // Магматизм и геодинамика Сибири: Тез. докл. научн. конф., посвящ. 75-летию со дня рожд. проф. М.П. Кортусова. Томск, 1996. С. 97-99.

РУДНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ В СВЕТЕ ГЕОХИМИИ МАГМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Хомичев В.Л.
СНИИГГиМС, Новосибирск

Плодотворные идеи С.С. Смирнова и Ю.А. Билибина по региональному металлогеническому анализу сыграли положительную роль в познании закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Обобщение материала на огромных площадях континентов позволило выявить эмпирические, статистические часто повторяющиеся закономерности размещения главных типов оруденения, оконтурить металлогенические зоны определенного профиля, уточнить связи тектоники,магматизма и рудных процессов, выработать набор прогнозно-

поисковых критериев, наметить новые перспективные рудные районы. Однако для крупномасштабного прогнозирования, разбраковки конкретных участков и локальных поисков региональный металлогенический анализ оказался неэффективным. Предпринятые в 60-е годы под руководством Е.Т. Шаталова специальные исследования по металлогении рудных районов в целях разработки научных основ крупномасштабного прогнозирования по существу свелись к детализации принципов регионального металлогенического анализа ВСЕГЕИ. Вместе с тем все более углубленное изучение геологии рудных районов и месторождений и моделирование рудообразующих процессов, чему были посвящены три Всесоюзных совещания "Генетические модели рудных формаций", показало исключительную сложность и неоднозначность связей оруденения с магматизмом, широкую изменчивость того и другого в пространстве и времени.Это обусловило необходимость генетического подхода в металлогении, без чего научный прогноз невозможен. Возникло учение о рудных формациях, которое вначале постулировало, что определенные магматические формации генерируют определенные же рудные формации.

В.А. Кузнецов неоднократно предлагал составить для каждой магматической формации свой ряд рудных формаций, чтобы ориентировать поиски на недостающие в данном регионе члены. Казалось, что составить такие ряды не трудно. Нужно лишь суммировать по многим провинциям известные типы оруденения, связанного с определенной магматической формацией. Однако из-за несогласованности классификаций магматических и рудных формаций эта актуальная задача не была выполнена. Автором в рамках Алтае-Саянской складчатой области (АССО) ряды рудных формаций составлены для трех гранитоидных формаций (Хомичев, 1985). При этом обнаружилось, что, во-первых, полный ряд рудных формаций ни в одном регионе не реализуется и ориентировать поиски на недостающие члены вряд ли правомерно. Во-вторых, в каждой провинции (а то и в районе) промышленное значение имеют 1-2 рудные формации, а другие типы оруденения или подавлены или вообще отсутствуют и это представляется закономерным: рудообразующие возможности магмы лимитируются содержанием и режимом летучих, а процесс отделения флюидов имеет экстремальный характер и ограничивается узким интервалом времени, когда и возникают месторождения ведущей рудной формации. До и после этого этапа рудообразование ограниченное. Однако какой из членов ряда окажется на экстремуме, какие причины и признаки того "рудного конца", которым завершится магматический процесс - этого мы не знаем. А практика показывает, что вариации типов и масштабов оруденения, связанного с одной магматической формацией, даже в близрасположенных районах достаточно широки. Дело в том, что рудоносные комплексы (в отличие от нерудоносных) глубоко дифференцированы и в разных структурно-формационных зонах состав, строение, морфология их массивов неодинаковы, что неизбежно сказывается на характере и масштабах связанного с ними оруденения. Такие вариации мы именуем петро-металлогеническими или рудно-петрографическими. Их можно иллюстрировать несколькими примерами.

Островодужная габбро-диорит-гранодиоритовая формация АССО (больше известная как батолитовая "пестрого" состава, по Ю.А. Кузнецову) является ведущей в золотооруденении. Однако промышленные объекты находятся лишь на севере Кузнецкого Алатау (Центральное, Саралинское, Коммунаровское месторождения) и на Восточном Саяне (Ольховское). Для продуцирующих массивов характерна повышенная калиевая щелочность пород. На большей части названных регионов, на обширной территории Тувы те же гранитоиды обладают низкой общей и особенно калиевой щелочностью, значимого золотооруденения с ними не связано.В данном случае причина разной продуктивности и состава магматитов, вероятно, обусловлена уровнями среза: высоком и низком соответственно

Только на восточном склоне Кузнецкого Алатау с гранитовой формацией (тигертышский комплекс) связаны штокверковые медно-молибденовые месторождения (Сорское, Ипчульское, Агаскырское). Оруденение генерируется штоками лейкократовых гранитов заключительной фазы. Вмещающие крупные массивы биотитовых гранитов предшествующей фазы практически не несут рудной минерализации. В смежных районах в сходной обстановке те же лейкограниты безрудны, а в контакте биотитовых гранитов много мелких скарновых рудопроявлений меди, молибдена, вольфрама (Уленьская, Туимская, Карышская группы). Причина разделения штокверкового и скарнового оруденения, очевидно, заключается в магматическом процессе.В одном случае флюидоотделение произошло рано, на стадии кристаллизации крупных масс биотитовых гранитов, когда концентрация летучих и рудных компонентов в расплаве была невысокой, и распыление их по периферии контактовой зоны привело к образованию многочисленных мелких скарновых проявлений. Во втором случае закрытость магматической системы сохранялась до стадии остаточных лейкократовых очагов, содержание рудных и летучих компонентов достигало оптимальных значений и концентрирование их в локальных трещиноватых зонах купольных участков штоков привело к образованию небольшого числа промышленных месторождений.

Последний наиболее показательный пример представляет латитовая габбро-монцодиорит-сиеногранитовая формация, к которой относятся калбинский, тельбесский, саксырский, хемчикский, бреньский, беллыкский комплексы. С ней связан очень широкий, как подчеркивал Л.В. Таусон (Таусон, 1982), спектр оруденения (Fe, Cu, Mo, Pb, Zn, Sn, W, Be, Au, Ag, Sb, B и др.), поскольку латитовые серии изначально обогащены летучими (F, Cl, B, CO_2, S). Однако специализация формации в разных регионах АССО разная, порой контрастная. В Восточном Саяне, Кузнецком Алатау, по северному фасу Западного Саяна с ней связаны месторождения скарново-магнетитового типа (Ирбинская, Краснокаменская, Анзасская, Абаканская, Тейская, Ампалыкская, Тельбесская, Кондомская группы).Проявления других металлов (Mo, Cu, Au, Pb, B) мелкие и редкие. К югу от Кандатского разлома на обширной территории Тувы и Западного Саяна габбро-монцодиорит-сиеногранитовая формация развита не менее широко и состав ее существенно не отличается, но железооруденение отсутствует, зато известны месторождения и рудопроявления меднопорфирового типа (Аксугское, Кызык-Чадрское, Ажикское, Щугурское и др.), образующие Саяно-Тувинский рудный пояс. Кроме того, здесь присутствуют проявления Be, Mo, W, Ni-Co (Хову-Аксы). На Алтае с данной формацией связано редкометальное оруденение.

Причины таких вариаций рудоносности магматических формаций не ясны. Попытки объяснить их влиянием вмещающей среды, тектонической обстановкой и другими внешними факторами несостоятельны. Главный вывод из анализа геологических и экспериментальных данных по генетическим моделям рудных формаций заключается в том, что первостепенным фактором эндогенного оруденения является направленная эволюция магматических (на ранней стадии) и рудно-магматических (на поздней) систем. Особенно примечателен в этом плане пример тигертышского комплекса, который со всей очевидностью показывает, что причины вариаций кроются в самом магматическом процессе (распределение элементов между фазами в ходе магматической дифференциации, эволюция и режим флюидоотделения, сродство рудных элементов с летучими и др.). Исходя из этого, логично предположить, что материнские породы должны нести на себе отпечаток того или иного пути эволюции магматической системы, который приводит к разнотипному оруденению, и задача состоит в том, чтобы найти соответствующие свидетельства в составе пород, начиная от ранних и кончая пред- и сорудными. Ту же мысль высказал М.Б. Эпельбаум Эпельбаум, 1986): флюидно-магматические системы имеют определенно направленную эволюцию, которая отражает режим флюидов и определяет рудоносность. На этом пути можно ожидать дополнительных признаков для разбраковки массивов по их продуктивности.

С этой целью в качестве показательных объектов были выбраны массивы габбро-монцодиорит-сиеногранитовой формации, с которыми связано разнотипное оруденение: Канзыбинский (Fe, Au, Mo), Тельбесский (Fe, Mo), Магнитогорский (Fe, Аксугский, Кызыкчадрский, Верхнеуральский (Cu-Mo), Юлинский (Cu, Pb, Zn). Породный уровень изучения изначально представлялся слишком грубым, поэтому исследовались наиболее информативные проходящие породообразующие минералы (роговая обманка, биотит, магнетит), которые чутко реагируют на изменения состава расплава, физико-химических, термодинамических параметров.

Химические составы амфибола, биотита и магнетита, как установлено микрозондовыми анализами, варьируют в узких пределах и не обнаруживают какой-либо зависимости от типа оруденения (магнетитового, медно-молибденового, полиметаллического), генерируемого материнскими породами.

Геохимические характеристики выражались коэффициентами концентрации элемента в минерале по отношению к содержанию его в материнской породе. Использовался набор металлов, которые играли какую-то роль в последующем рудообразовании (Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Mo). Оказалось, что коэффициенты концентрации не подчинялись прямым линейным закономерностям, которые бы отражали эволюцию магматической системы.Высокие концентрации металла в амфиболах в одних случаях согласуются с такими же высокими коэффициентами в биотите, в других - между ними нет корреляции, а в третьих - тенденции противоречивые. Это предопределило и отсутствие закономерных зависимостей между коэффициентами концентрации и типом оруденения. То есть, попытка простым эмпирическим путем через коэффициенты концентрации выйти на оценку значимости оруденения не оправдалась. Она оказалась далеко не адекватной сложному процессу формирования и эволюции рудно-магматической системы.

Для понимания существа механизма магматогенного рудообразования решающее значение имеет геохимия магматического процесса, которая определяется закономерностями межфазового распределения каждого элемента между сосуществующими твердой (кристаллы), жидкой (расплав) и флюидной частями и выражается коэффициентами распределения (КР) соответственно: расплав - твердая фаза (КРт) и расплав - флюид (КРф). В отличие от фиксированных концентраций элементов в минералах и породах, КР отражает динамику поведения элемента в процессе магматической дифференциации. В общем случае, если КРт > 1, элемент почти полно-

стью захватывается твердой фазой и рассеивается в породе. Если КРт < 1, элемент накапливается в расплаве и затем экстрагируется во флюид. При Крт ~ 1 эффективность выноса определяется главным образом КРф. Последний значительно варьирует в зависимости от РТХ параметров системы, однако закономерности общего характера позволяют наметить принципиальные тенденции и ряды элементов в порядке уменьшения КРф, которые по разным авторам оказались близкими (Антипин, 1984; Антипин и др., 1984; Малинин, Хитаров, 1984; Наумов, 1984; Рябчиков и др., 1981; Чевычелов, Эпельбаум, 1985). Для петрогенных компонентов: K> Na> Ca> Mg> Fe, для малых элементов: Rb> Be> Pb> Mo> Sn> Ba> W> Li> Cu> Sr> Co> Ni> Y> Cr, для летучих: NHC >HF> NH_3> HCl> SO_2 >C_2N_2> H_2S> Cl_2>CH_3Cl> CO_2> CHF> BF_3> CH_4> O_2 > CO> N_2> He. К сожалению эти три ряда не увязаны между собой, что не позволяет наметить ассоциации элементов, достигающих предела насыщения близкоодновременно и совместно уходящих во флюид. Однако можно определенно говорить, что элементы правой части каждого ряда в первую очередь переходят во флюидную фазу. Это относится к железу и его группе (Cr, V, Ni, Co), которые экстрагируются ранними порциями газов (CO, O_2, CH_4, BF_3, CO_2, CH_3Cl, Cl_2). Основная масса халькофильных элементов извлекается позже при ведущей роли хлора (CH_3Cl, Cl_2, HCl) и серы (H_2S, SO_2) во флюиде. В последнюю очередь в хлоридно-фторидный флюид переходят W, Sn, Mo, Pb, Be. Эта экспериментально-расчетная последовательность удовлетворительно согласуется с наблюдаемой селекцией элементов при эволюции габбро-монцодиорит-сиеногранитовой формации и подтверждается термобарогеохимическими исследованиями расплавных и флюидных включений на ее рудных объектах (Рейф, 1990).

Из сказанного понятно, почему из большого числа массивов рудоносного комплекса продуктивными оказываются лишь редкие из них. Но это не повод, чтобы выделять последние в отдельное подразделение из желания подчеркнуть эту их специфику. Именно совокупность массивов позволяет уяснить причины и определить признаки реализации (и нереализации) потенциальных возможностей комплекса. Выделение комплексов как крупных глубоко дифференцированных и сложно построенных систем позволяет проследить их эволюцию, ведущую к рудообразованию. Разрывая связи внутри таких ассоциаций, мы лишаемся возможности научного прогнозирования. Это замечание относится также к простым гранитовым и лейкогранитовым комплексам, фигурирующим в легендах, которые в действительности являются завершающими фазами крупных подразделений. Экзотические комплексы в особенности не имеют права на автономию.

Хотелось бы, чтобы специалисты регионального профиля осознали это в должной мере, потому что ценность геологических карт определяется мерой соответствия их сложным геологическим процессам.

Литература

Антипин В.С. Геохимическая эволюция известково-щелочного магматизма.-Новосибирск: Наука, 1922. - 222 с.

Антипин В.С., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Коэффициенты распределения редких элементов в магматических породах. - М.: Наука, 1984. - 251 с.

Малинин С.Д., Хитаров Н.И. Рудные и петрогенные элементы в системе магматический расплав - флюид // Геохимия, 1984, №2. - С.183-196.

Наумов Г.Б. Режим эндогенных флюидов и его роль в гидротермальном рудообразовании // 27 Междунар. геол. конгресс. - Т.II. Геохимия и космохимия. - М.: Наука, 1984. - С. 215 - 222.

Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. - М.: Наука, 1990. - 181 с.

Рябчиков И.Д., Рехарский В.И., Кудрин А.В. Мобилизация молибдена магматическими флюидами в ходе кристаллизации гранитных расплавов // Геохимия, 1981, № 8. - С. 1243 - 1246.

Таусон Л.В. Геохимия и металлогения латитовых серий // Геология рудн. мест., 1982. - Т. 24, № 3. - С. 3 - 14.

Хомичев В.Л. Петро-металлогенические вариации гранитоидных комплексов // Геология и геофизика, 1985, № 2. - С. 15 - 22.

Чевычелов В.Ю., Эпельбаум М.Б. Распределение Zn, Pb и петрогенных элементов в системе гранитный расплав - флюид // Очерки физико-химической петрологии (экспериментальное исследование проблем магматизма). - Наука, 1985, вып. 13. - С. 120 -136.

Эпельбаум М.Б. Флюидно-магматическое взаимодействие как процесс формирования и фактор эволюции гранитоидных магм и рудоносных флюидов // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. - М.: Наука, 1986. - С. 29-47.

ГЕОХИМИЯ АЛЮМОРУДОГЕНЕЗА В ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ЦИКЛАХ ЗЕМЛИ *

Г.Н.Черкасов, Е.А.Сержантова
Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск

Исследования последних десятилетий по алюморудогенезу в Сибири (Черкасов, 1982, Черкасов и др., 1988, Черкасов, 1997 и др.) показали, что при благоприятном стечении обстоятельств (промышленно-экономических, технологических и др.) более десятка различных высокоглиноземистых пород можно рассматривать в качестве алюминиевого сырья. Часть из них уже используется промышленностью (бокситы, алунит, ийолит-уртиты, дистен), другие (силлиманит-андалузитовые сланцы, хлоритоидные и маргаритовые породы, алюмофосфаты и др.) оцениваются в качестве потенциальных руд. Магматизм и вулканизм играют существенную роль в зарождении алюминиевых руд и формировании месторождений. Даже термобарогеохимические и изотопные исследования различных по возрасту и типу бокситов свидетельствуют об участии в их образовании эндогенных процессов (Черкасов, 1980, 1981, 1983, 1999$_{1-2}$, Черкасов, Косухин, 1991 и др.). Это дает основание говорить о возможной прямой зависимости процесса зарождения алюминиевых руд и закономерностей размещения их месторождений от магматизма и тектоники, что позволяет отводить им определенное место в тектоно-магматических циклах Земли.

По характеру преобладающих движений (горизонтальных в режиме подвижных областей и вертикальных в режиме платформ) и типу литогенеза эволюция тектоно-магматического цикла подразделяется на две стадии: в подвижной области – доорогенную (спрединговую) и орогенную (коллизионную); на платформе – эрозионную (воздымания) и аккумулятивную (опускания) с эволюцией магматизма в цикле от ультраосновного и основного к кислому.

Алюминиевые руды каждой стадии тектоно-магматического цикла различаются по генезису, петрологическому и химическому составам и даже внешнему облику. Геохимический анализ различий проводился по графикам распределений главных петрогенных компонентов (SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, Fe_2O_3) в рудах (рис.1) и по содержаниям в них Cr и Ni с использованием геохимических диаграмм А.Шроля и Д.Зауэра (Валетон, 1974), основанных на закономерном снижении концентраций этих элементов от ультраосновных пород к кислым (рис.2). Аналогичная закономерность должна прослеживаться и в алюминиевых рудах, генетически связанных с различными по составу магмами.

На рис.1 на графиках показан характер распределения содержаний главных компонентов в алюминиевых рудах, взятых для удобства изображения в lg (x) от их концентраций в вес. %. Рассмотрим сначала графики распределений lg (x) главных компонентов в алюминиевых рудах для подвижных областей в доорогенную (А-рифтовых зон, бассейнов седиментации) и орогенную стадии. Как следует из рисунка, для доорогенных алюминиевых руд оба графика располагаются выше нулевой линии, т.е. алюминиевые руды, имеющие всегда темную окраску (от вишнево-красной, голубовато-зеленой до зеленовато-черной), относительно обогащены всеми указанными компонентами и, судя по химическим анализам, всегда содержат Fe_2O_3 более 10 %, а TiO_2 более 1 %.

На геохимическую диаграмму (рис.2, А-рифтовых зон) вынесены концентрации Cr и Ni в алюминиевых рудах, пересчитанные для удобства изображения в lg(x) от их содержаний в г/т. Руды представлены корундом, шпинелью, алюмохлоритами (14Å – дисептехлоритами амезитового ряда) и взяты из 11 месторождений и проявлений Кузнецкого Алатау, Восточной Тувы и Монгольского Алтая. Локализованы они в осадках доорогенной стадии рифтовых зон и четко ложатся в поле распространения щелочных базит-ультрабазитов, указывая на связь этих руд со щелочной фазой базит-ультрабазитовой магмы. Алюминиевые руды доорогенной стадии бассейнов седиментации (рис.2), представлены хлоритоидными породами, бемит-хлоритоидными, гематит-диаспоровыми, диаспор-спорогелитовыми и шамозит-диаспоровыми бокситами, алюмохлоритами (7Å - септехлоритами амезитового ряда), взяты из 17 месторождений и проявлений Урала, Салаира, Восточного Саяна, Енисейского кряжа и Монгольского Алтая и концентрируются уже в поле распространения андезито-базальтов, демонстрируя сродство с андезито-базальтовой магмой, дериватами которой они являются. В обоих случаях источник рудного вещества предполагается мантийный.

Для орогенной стадии (рис.1) график распределения lg (x), составлен по данным из 19 месторождений и проявлений Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Заганского и Станового хребтов Забайкалья, Западного и Восточного Саянов и Енисейского кряжа, представленных магнетит-корундовыми, хлорит-корундовыми, корундовыми, шпинелевыми и ийолит-уртитовыми рудами, алунитовыми, андалузитовыми, силлиманитовыми, андалузит- или дистен-хлоритоидными, диаспор-диккитовыми вторичными кварцитами и другими контактовыми метасоматитами. По конфигурации

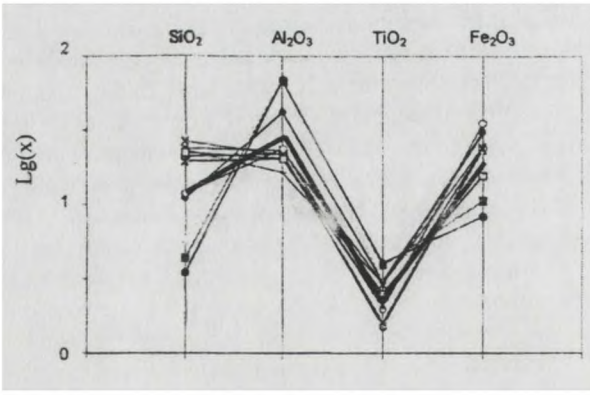
---

* Статья публикуется в порядке дискуссии

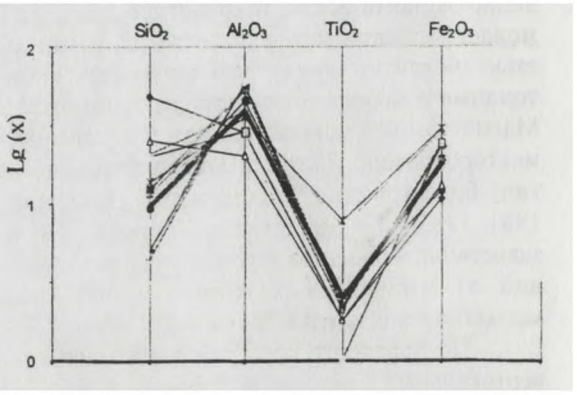
Стадии тектоно-магматического цикла подвижной области

I Доорогенная

А – рифтовых зон

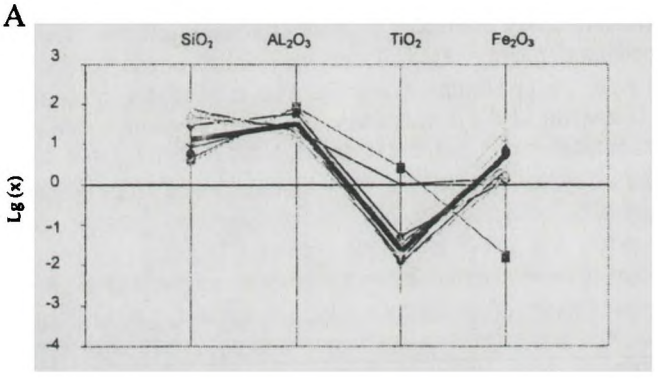


Б – бассейна седиментации



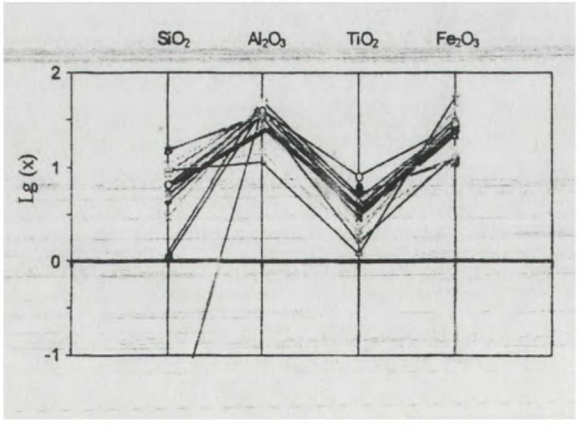
II Орогенная

А



Стадии тектоно-магматического цикла платформ

I Эрозионная (воздымания)



II Аккумулятивная (опускания)

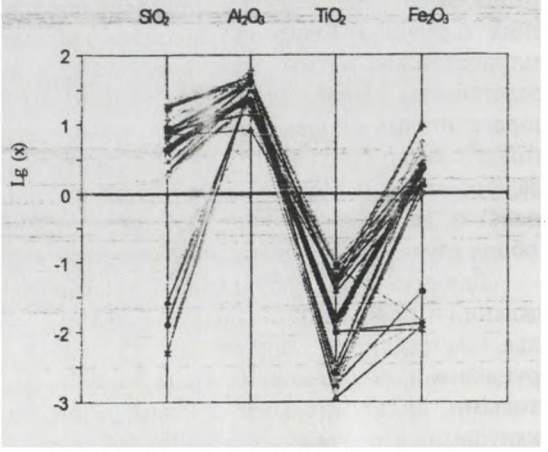


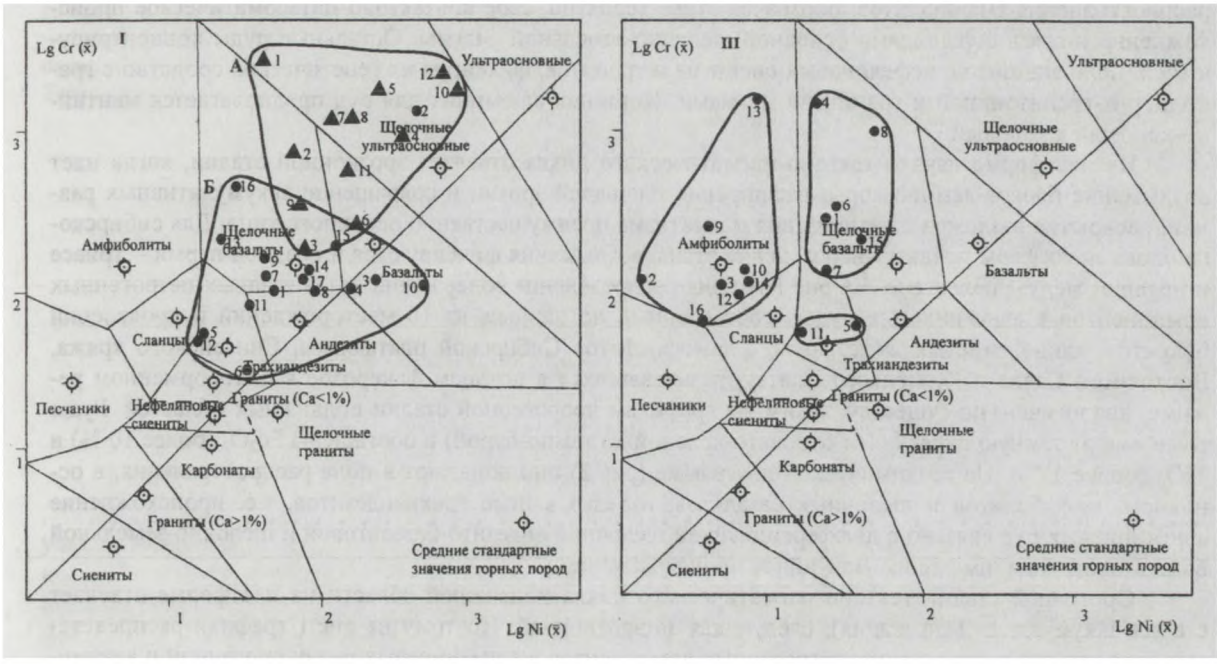
Рис. 1. Распределение содержаний Lg(x) главных петрогенных компонентов в алюминиевых рудах различных стадий тектоно-магматического цикла

Стадии тектоно-магматического цикла

Подвижных областей:
доорогенная:
А – рифтовых зон,
Б – седиментационного бассейна

Платформ:

эрозионная (воздымания)



орогенная

аккумулятивная (опускания)

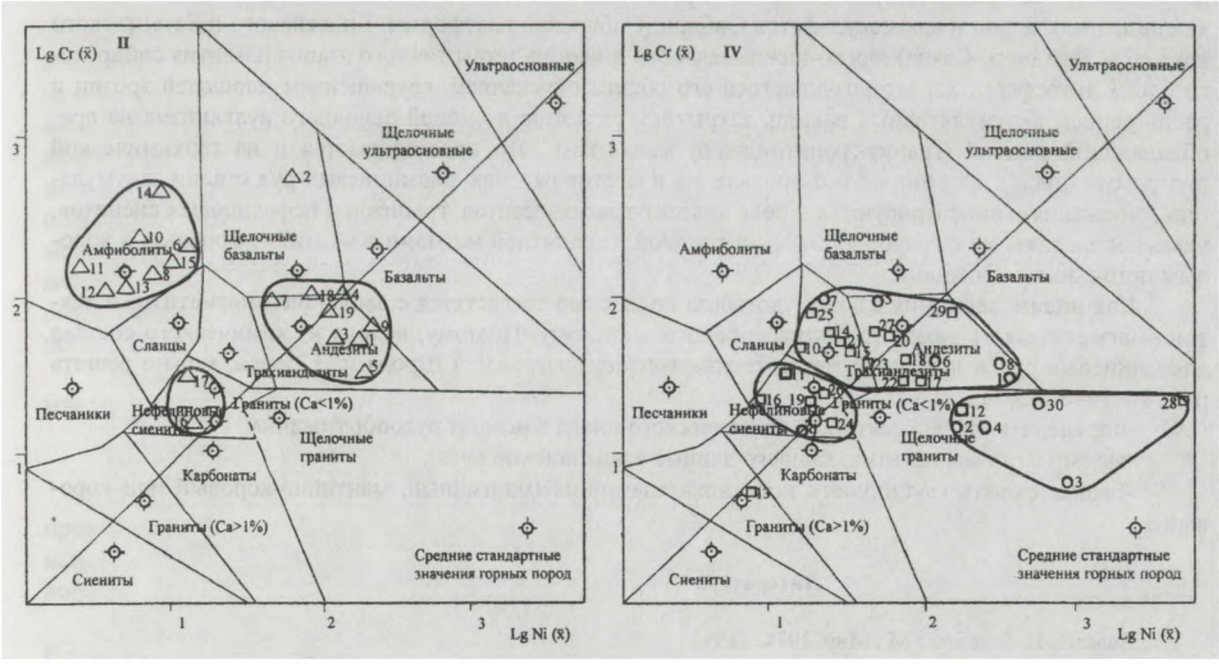


Рис. 2. Диаграммы распределения высокоглиноземных пород и руд по концентрациям Cr и Ni в геохимических полях различных магматических и вулканических образований

он остается практически аналогичным предыдущему, но смещается книзу, пересекая по Ti нулевую линию и опускаясь в область отрицательных значений характеристик lg (x), вызванных низкими концентрациями TiO_2 и Fe_2O_3. Руды чаще всего имеют относительно светлую окраску (розовую, темно-серую, серовато-белую, желто- и буровато-белую, белую) и содержат обычно Fe_2O_3 менее 10 %, а TiO_2 менее 1 %.

На рис.2 все вторичные кварциты независимо от минерального состава располагаются в поле распространения амфиболитов, обозначая этим, вероятно, свое контактово-матасоматическое происхождение и связь с флюидами основной щелочно-земельной магмы. Остальные руды концентрируются в поле андезитов, нефелиновых сиенитов и гранитов, фиксируя их генетическое сродство с гранодиорит-гранитоидной и гранитной магмами. Источник алюминия для руд предполагается мантийно-коровый и коровый.

На платформе начало тектоно-магматического цикла отвечает эрозионной стадии, когда идет воздымание блоков земной коры, расширение площадей эрозии и сокращение аккумулятивных равнин, раскрытие разломов и активизация магматизма преимущественно основного типа. Для сибирского блока литосферы позднефанерозойские этапы воздымания фиксируются в поздней перми – триасе и позднем мелу – палеогене. На рис.1 график распределения содержаний lg (x) главных петрогенных компонентов в алюминиевых рудах, составленный по данным из 16 месторождений и проявлений бокситов, глиноземистых железняков, алюмофосфатов Сибирской платформы, Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау, развивавшихся в позднем фанерозое в платформенном режиме, аналогичен, по-существу, таким же графикам доорогенной стадии подвижных областей. Руды тоже имеют темную окраску (от буровато-красной до темно-бурой) и обогащены Fe_2O_3 (более 10 %) и TiO_2 (более 1 %). На геохимической диаграмме (рис.2) они попадают в поле распространения, в основном, амфиболитов и щелочных базальтов, изредка в поле трахиандезитов, т.е. происхождение алюминиевых руд связано с дифференциацией щелочной андезито-базальтовой и щелочно-земельной базальтовой магм, имеющих мантийное происхождение.

Орогенной стадии тектоно-магматического цикла подвижной области на платформе отвечает стадия аккумуляции (опускания), следующая за эрозионной. Поэтому на рис.1 графики распределения содержаний lg (x) главных петрогенных компонентов в алюминиевых рудах орогенной и аккумулятивной стадий практически аналогичны. График, характеризующий стадию аккумуляции составлен по данным из 30 месторождений и проявлений бокситов, гиббсит-аллофановых, гиббсит-каолинитовых пород и алюмосульфатов Сибири (Сибирской платформы, Енисейского и Батеневского кряжей и Западного Саяна) юрско-нижнемелового и неоген-четвертичного этапов развития сибирского блока литосферы, характеризующегося его общим опусканием, сокращением площадей эрозии и расширением аккумулятивных равнин, закрытием разломов и сменой основного вулканизма на преобладающий кислый (гранит-гранитоидный) магматизм. Это прослеживается и на геохимической диаграмме (рис.2), на которой все проявления и месторождения алюминиевых руд стадии аккумуляции (опускания) концентрируются в поле андезит-трахиандезитов, гранитов и нефелиновых сиенитов, указывая на связь их с гранодиорит-гранитоидной и гранитной магмами с мантийно-коровым и коровым источником алюминия.

Как видим, геохимия алюморудогенеза полностью согласуется с эволюцией магматизма в тектоно-магматическом цикле от ультраосновного к кислому. Поэтому, исходя из химического состава алюминиевых руд и используя метод геохимических диаграмм А.Шроля и Д.Зауэра, можно решить ряд генетических задач:

-определить стадию тектоно-магматического цикла в момент рудообразования;

-выявить тип магматизма, давшего данные алюминиевые руды;

-зафиксировать глубинность источника алюминия (мантийный, мантийно-коровый или коровый).

Литература

Валетон И. Бокситы / М.: Мир. 1974. 215 с.

Небокситовое алюминиевое сырье Сибири // Г.Н.Черкасов, А.М.Прусевич, А.Н.Сухарина и др. / М.: Недра. 1988. 167 с.

Черкасов Г.Н. Проблема генезиса латерит-бокситов в свете геологических, физико-химических и изотопных данных // Физико-химическое моделирование в геохимии и петрологии. Тез. докл. / Иркутск. 1980. С.156-158.

Черкасов Г.Н. Доказывает ли $\delta^{18}O$ в бокситах их латеритное происхождение ? // Кора выветривания и бокситы. Тез.докл./ Кустанай. 1981. С.185-186.

Черкасов Г.Н. Корунд и шпинель Сибири. / М.: ВИЭМС. 1982. 43 с.

Черкасов Г.Н. Геологические и физико-химические аспекты выветривания и бокситообразования // Геология алюминиевого сырья Сибири. / Новосибирск. 1983. (тр.СНИИГГиМС). С.17-31.

Черкасов Г.Н., Косухин О.Н. Термобарогеохимия минералов бокситов и латеритов ряда месторождений мира. / Геохимия. 1991. №4. С.507-514.

Черкасов Г.Н. Литолого-геохимические методы реконструкции генезиса алюминиевых руд с целью повышения достоверности их прогноза и поиска в Сибири. // Автореф. диссерт. докт. г.-м.н./ Новосибирск. 1997. 39 с.

Черкасов Г.Н. Бокситоносность венд-нижнекембрийских отложений Алтае-Саянской складчатой области и перспективы поисков месторождений в центральной ее части.// Геология и полезные ископаемые Красноярского края. / Красноярск. 1999. (тр.КНИИГиМС). С.150-154.

Черкасов Г.Н. Решение динамических задач бокситообразования с использованием методов термобарогеохимии и барометрии // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма (Материалы XXXII Тектонического совещания). Т.2. / М.: ГЕОС. 1999. С.276-278.

НЕОДНОРОДНОСТЬ ПЛАСТИЧЕСКИ ДЕФОРМИРОВАННЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ (по данным ЭПР и СВЧ)

[1]А.И.Чернышов, [1]О.В.Бетхер, [2]Е.Е.Пугачева

1 – Томский государственный университет, г.Томск

2 – Томский государственный педагогический университет, г.Томск

Введение

Объектом настоящего исследования являются ультрамафиты офиолитовых и щелочно-ультраосновных комплексов, которые в процессе своей длительной эволюции претерпели неоднократные пластические деформации, что находит отражение в их разнообразных микроструктурных особенностях (Гончаренко, 1989; Чернышов и др., 1997). Ультрамафиты офиолитовых комплексов рассмотрены на примере Шаманского и Парамского массивов, входящих в состав Байкало-Муйского офиолитового пояса, а ультрамафиты щелочно-ультраосновных комплексов изучены в Инаглинском массиве (Алданский щит) (Чернышов и др., 1997).

Метаморфические дуниты и гарцбургиты Шаманского и Парамского массивов характеризуются значительным разнообразием деформационных микроструктур оливина, отражающих степень пластических деформаций пород и объединяемых в семь последовательно образовавшихся главных типов: протогранулярный, мезогранулярный, порфирокластовый, порфиролейстовый, мозаичный, мозаично-лейстовый и паркетовидный. Переход от одного типа микроструктур к другому характеризуется возрастанием роли признаков пластических деформаций: полос излома, неоднородности погасания, изменении конфигурации границ зерен оливина, их степени ориентации и увеличении роли рекристаллизованных индивидов. Ультрамафиты Инаглинского массива представлены, главным образом, метаморфогенными дунитами. Установленные в них микроструктуры подразделяются на пластически деформированные: протогранулярный, пегматоидно-порфирокластовый, мезогранулярный, порфирокластовый, мозаичный типы, - и образовавшиеся в результате вторичной рекристаллизации отжига: пегматоидный, лейстовый, мозаично-лейстовый и идиобластовый типы.

Настоящее исследование предусматривает подтверждение физическими методами ЭПР и СВЧ микроструктурной неоднородности ультрамафитов, установленной оптическими методами.

Методы исследования.

В установленных микроструктурных типах оливина в ультрамафитах изученных комплексов проведено определение электрофизических параметров методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) и методом определения электрофизических свойств (СВЧ) с целью выявления их неоднородности, обусловленной различной степенью пластического деформирования пород.

Качественный сравнительный анализ спектров ЭПР оливинов проводится на радиоспектрометре РЭ-1301 с частотой 9,4 ГГЦ при комнатной температуре в ОИГГиМ СО РАН (г. Новосибирск. Аналитик Истомин В.Е.). При исследовании этим методом определяется относительная концентрация ионов Fe^{3+} в оливине в порядке возрастания без указания их общего содержания, которое пропорционально наблюдаемой ширине линии поглощения (ΔН). Определить более точные значения содержания Fe^{3+} не представляется возможным по причине большой ширины линии поглощения и некоторой размытости самого спектра ЭПР в поликристаллических агрегатах.

Определение электрофизических свойств (СВЧ-метод) осуществляется бесконтактным радиоволновым способом специальным квазистационарным СВЧ-резонатором типа ИПС-1Ф, которое позволяет измерять электропроводимость (ε) и удельное сопротивление (ρ) полупроводниковых материалов в диапазоне $3\times10^2 \div 5\times10^5$ ом×см и времени до 10^{-9} сек (Данилов, Медведев, Петров, 1973).

Согласно экспериментальным данным, изменение электрических свойств горных пород, обусловленное пластической деформацией ионных кристаллов, является следствием движения дислокаций: "появление электрического потенциала (эффект Степанова)... связывается с существованием заряженных ступенек на движущихся дислокациях... и ... вызвано захватыванием движущимися дислокациями вакансий" (Урусовская, 1968, с.58). Однако при длительной деформации в постоянном поле напряжения происходит постепенное очищение кристаллов от вакансий и прирост проводимости падает (Урусовская, 1968).

Результаты исследований и их обсуждение.

Методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) в пластически деформированных *ультрамафитах Шаманского офиолитового массива* для оливинов устанавливаются пять типов спектра ЭПР с одним эффективным фактором g, равным 2.3, 2.4, 2.8, 3.2 (рис. 1), фиксирующем по-

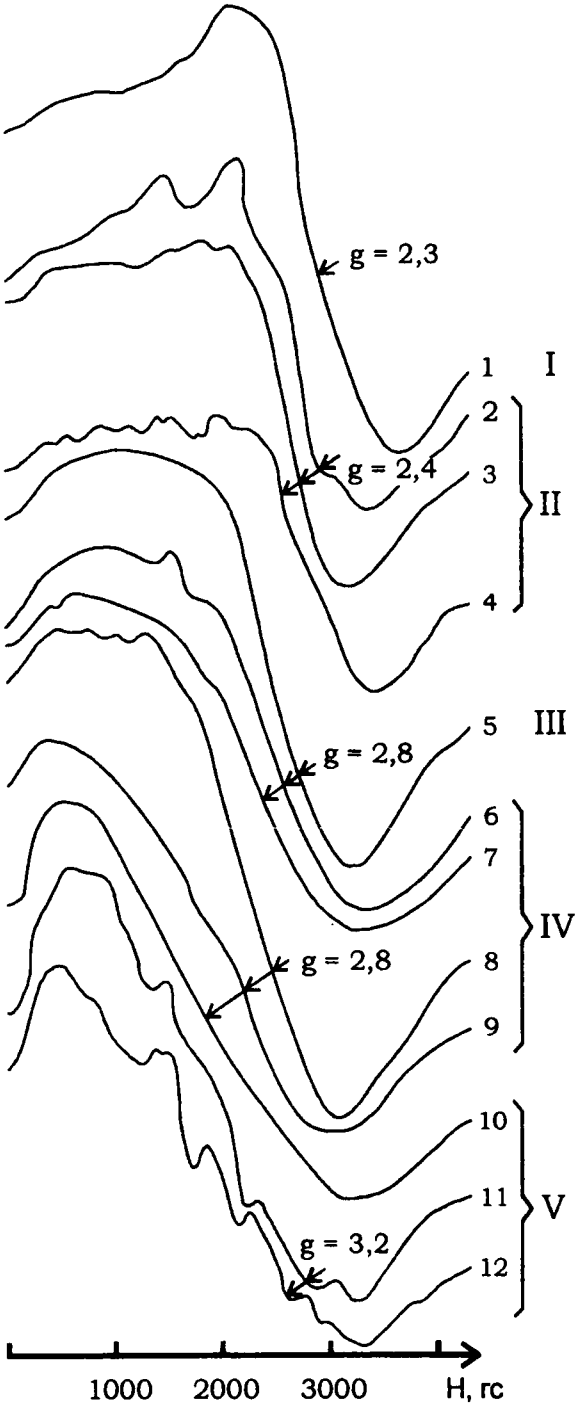


Рис. 1. Спектры ЭПР оливинов из ультрамафитов Шаманского массива
Типы спектров ЭПР: I - 1, II - 2-4, III - 5, IV - 6-9, V - 10-12. 1 - обр.41/5, 2 - обр.6/1, 3 - обр.16/5, 4 - обр.16/6, 5 - обр.5/4, 6 - обр.2/2, 7 - обр 26/1, 8 - обр.29/1, 9 - обр.64/1, 10 - обр.4/5, 11 - обр.33/6-1, 12 - обр.43/1. Деформационные типы микроструктур оливина: 5 - протогранулярный; 7, 8 - мезогранулярный; 4, 6, 9 - порфирокластовый; 2, 3 -порфиролейстовый; 1 - мозаичный. Хромитоносные ультрамафиты: 10 - с прожилковой минерализацией; 11 - с массивной рудой; 12 - с богатой акцессорной вкрапленностью. Линии поглощения представлены в форме первой производной. Съемка проводилась на спектрометре РЭ-1301 на частоте 9.4 ГГц при комнатной температуре. Оператор В.С.Истомин (ОГГиМ СО РАН).

следовательное увеличение концентрации ионов Fe^{3+} в минерале в виде микровключений, которые, по мнению исследователей, тяготеют к микродефектам в кристаллической структуре (Велинский,

Банников, 1986; Chatelain, Weeks, 1973). При этом первые четыре спектра отражают различную степень пластического деформирования оливинов. Первый тип наблюдается в наиболее интенсивно деформированных ультрамафитах с мозаичной микроструктурой оливина и отражает присутствие значительного количества ионов Fe^{3+} с линией поглощения в области g~2,3 и шириной ΔH~1500 Гс. Второй тип спектра отмечается также в дунитах и гарцбургитах с порфиролейстовой микроструктурой оливина и по величине параметров является очень близким к первому, величина g-фактора составляет 2,4 и ΔH~1300 Гс. Третий тип спектра ЭПР установлен для протогранулярного оливина из гарцбургита и характеризуется большим содержанием Fe^{3+} с g~2,8 и ΔH~1800 Гс. Четвертый тип спектра характерен для мезогранулярного и порфирокластового оливина и имеет g~3,2, ΔH~2600 Гс. Пятый тип отличается наиболее высоким содержанием ионов Fe^{3+} и выявлен для оливина из ультрамафитов, обогащенных хромитом.

Линия поглощения шириной ΔH~2900 Гс имеет признаки небольших включений магнетита или близких по концентрации ионов Fe^{3+} - фаз, что согласуется с утверждением других исследователей (Велинский, 1986) о том, что величина g- фактора в оливинах заметно возрастает (от 3,14 до 3,57) в ультрамафитах, в которых присутствуют скопления рудного минерала.

В дунитах Инаглинского щелочно-ультраосновного массива микроструктурная неоднородность оливинов также подтверждается результатами ЭПР. Устанавливаются три типа спектров ЭПР с эффективным фактором g, равным 2.0, 3.5, 4.3 (рис. 2), которые фиксируют вхождение Fe^{3+} в структуру минерала как в виде микровключений, так и изоморфного замещения ионов Fe^{2+} или Mg^{2+} (Велинский, Банников, 1986; Chatelain, Weeks, 1973). Первый тип спектров установлен для пластически деформированных оливинов мезогранулярного и мозаичного типов. Он характеризуется линиями поглощения в области g=2.0 и ΔH~1300 Гс, отражающими скопления ионов Fe^{3+} в микродефектах или областях с пониженным структурным упорядочением (Истомин и др., 1994; Sherbakova, Istomin, 1975). Возможно, что такая структурная организация минерала на этапе пластического течения обусловила появление вдоль плоскостей границ полос излома (100) и спайности (010) закономерно ориентированных дендритовидных образований, сложенных магнетитом. Появление фактора g=4.3 в спектре мезогранулярного оливина свидетельствует о вхождении Fe^{3+} в структуру минерала в виде изоморфного иона. Второй тип спектров отличается от первого значительным возрастанием ширины линий ΔH~2500 Гс и фактора g~3.7. Этот тип отмечается для порфирокластовых индивидов

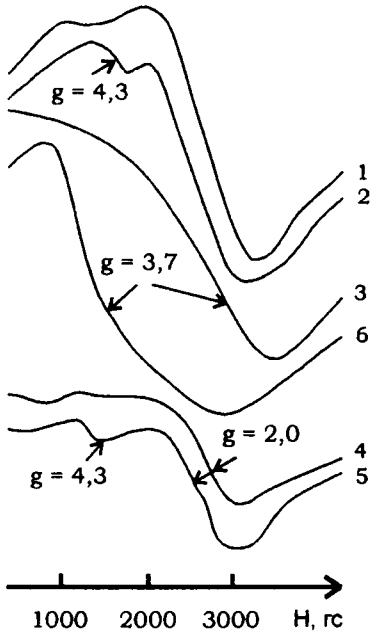


Рис. 2. Спектры ЭПР оливинов из дунитов Инаглинского массива. Деформационные типы микроструктур оливина: 1 - мозаичный; 2 - мезогранулярный; 3 - пегматоидный; 4 - идиобластовый; 5 - пегматоидный; 6 - лейстовый. Линии поглощения представлены в форме первой производной. Съемка проводилась на спектрометре РЭ-1301 на частоте 9.4 ГГц при комнатной Т. Оператор В.С.Истомин (ОГГиМ СО РАН).

оливина в пегматоидном типе и для *дунитов* лейстового оливина, образовавшихся в результате рекристаллизации отжига. Сдвиг g-фактора в сторону возрастания свидетельствует о структурном упорядочении супермагнитных фаз и последующем выделении магнетита (Гончаренко, 1989). Видимо в процессе образования таких типов микроструктур оливина в процессе отжига происходит полная диссептация ионов Fe^{3+} при очень значительных эффектах агрегации, поэтому на фоне широкой полосы линий с g~3.7, линия g=4.3 не проявляется. Подобное сегрегирование магнетита указывает на окислительные условия среды, в которых протекала рекристаллизация. Третий тип спектров наблю-

дается для рекристаллизованных индивидов оливина в пегматоидных дунитах и для идиобластовых оливинов. Для него характерно уменьшение интенсивности и ширины линий (ΔH~1000 Гс) с g-фактором, равным 2.0. При этом рекристаллизация сопровождалась уменьшением содержания ионов Fe^{3+}, которое сегрегировалось в виде микровключений магнетита и реже входило в структуру оливина в виде изоморфной примеси.

Исследование электрофизических свойств (СВЧ–метод) пластически деформированных и рекристаллизованных *из офиолитов (Парамский массив)* позволили выявить их анизотропное внутреннее строение, обусловленное внутрикристаллическим скольжением и рекристаллизацией оливина (табл. 1).

Высоким электрическим сопротивлением (ρ) обладают дуниты с протогранулярной, мезогранулярной типами микроструктур оливина, пластически деформированных внутрикристаллическим скольжением. При этом минимальные значения электрического сопротивления (ρ) и электропроводимости (ε), отмечаются на плоскостях, ориентированных нормально к максимуму концентрации осей Ng = [100], с которым пространственно совмещена линейность зерен оливина L || σ_1 (табл. 1). Средние и максимальные значения ρ установлены в сечениях, соответственно, перпендикулярных максимумам Np = [010] || σ_3 и Nm = [001] || σ_2. Электросопротивление для этих микроструктурных типов оливина характеризуется неоднородностью, что фиксируется значительной величиной ее дисперсии (табл. 1). Из полученных результатов следует, что установленное предпочтительное распределение электрофизических параметров:

$$\rho^{[100]} < \rho^{[010]} < \rho^{[001]}$$

в протогранулярных и мезогранулярных дунитах связано с внешним полем напряжения и, обусловлено, преимущественно, высокотемпературным неоднородным трансляционным скольжением. Выявленная электрофизическая анизотропность хорошо согласуются с анизотропией упругих констант оливина (Cij) (Поваренных и др., 1976), которые представлены следующим неравенством:

$$C_{11}^{[100]} < C_{22}^{[010]} < C_{33}^{[001]}$$

Повышенные значения электрического сопротивления для протогранулярных оливинах отмечалось ранее А.И.Гончаренко в дунитах Агардагского массива (Гончаренко, 1989) с аналогичным закономерным соотношением значений ρ и

Таблица 1

Электрофизические параметры оливинов
в дунитах Парамского (Па) и Инаглинского (Ин) массивов.

№	S	Обр.	ρ (n·10³) Ом·см			ε		
			⊥(100)	⊥(010)	⊥(001)	⊥(100)	⊥(010)	⊥(001)
1	1	Па-26/5	6,68 2,17	8,00 2,94	10,68 6,88	1,64 0,19	1,81 0,01	6,95 0,04
2	2	Па-13/2	5,26 8,42	8,75 3,34	10,60 2,29		5,59 0,48	
3	3	Па-26/9	1,47 0,14	3,92 0,97	1,25 0,05		7,08 0,16	6,22 1,15
4	4	Па-31/6	1,56 0,07	1,57 0,18	1,73 0,01		1,61 0,03	1,73 0,02
5	6	Па-59/2	2,19 0,01	5,11 1,06	1,05 0,01		1,72 0,03	6,67 0,25
6	7	Па-22/3	11,90 3,20	11,57 8,27	2,37 0,02	7,60 0,08	1,73 0,02	1,73 0,01
7	3	Ин-86/492	11,23 27,78	11,48 12,34	13,97 17,46	7,35 0,24	6,98 1,05	5,15 0,45
8	5	Ин-86/520	6,41 21,85	6,84 25,61	8,82 6,80	7,10 0,24	6,77 0,17	5,19 1,92
9	4	Ин-39/395	4,74 5,08	6,94 6,72	7,15 6,72	5,24 0,94	5,14 1,40	5,12 0,97
10	6	Ин-86/227	2,61 0,07	2,52 0,14	2,72 0,05	4,75 0,35	7,56 0,18	5,41 1,03

Примечание. *S – Тип микростроструктуры оливина: 1 - протогранулярный; 2 - мезогранулярный; 3 - порфирокластовый; 4 - порфиролейстовый; 5 - мозаичный; 6 - мозаично-лейстовый; 7 - паркетовидный. Массивы: Па – Парамский, Ин – Инаглинский. В числителе – средние значения, в знаменателе – стандартные отклонения.*

предпочтительной ориентировкой минерала по внутреннему строению. Установленные различия ρ связывались с развитием полос излома по {0kl}[100].

Для дунитов, претерпевших интенсивную синтектоническую рекристаллизацию, характерны низкие и однородные значения ρ по всем трем направлениям [100], [010] и [001], с минимальной дисперсией (табл. 1). При этом в порфирокластовых и порфиролейстовых дунитах отмечаются минимальные и близкие значения ρ, а в мозаично-лейстовых величина ρ незначительно возрастает. Для рекристаллизованных оливинов также отмечается анизатропное распределение электросопротивления:

$$\rho^{[001]} < \rho^{[100]} < \rho^{[010]}$$

которое отличается от таковой в оливинах, деформированных внутрикристаллическим скольжением. Низкое электросопротивление, очевидно, связано с субмикроструктурой порфиролейстового и мозаично-лейстового оливина, имеющей достаточно высокую плотностью равномерно распределенных дислокаций (Чернышов и др., 1998), что является благоприятным фактором возрастания электропроводности (Урусовская, 1968). Максимальное ρ ⊥ [010], возможно, обусловлено преобладающим скольжением дислокаций по плоскости (010). Диэлектрическая проницаемость ε, в отличии от ρ, характеризуется значительными вариациями, что, вероятно, связано с неоднородным распределением в породах включений железосодержащих фаз (Гончаренко, 1989).

Паркетовидные оливины из дунитов, претерпевшие вторичную рекристаллизацию отжига, отличаются максимальными значениями ρ, перпендикулярно [100] и [010], и малой величиной ρ ⊥ [001]. Существенное возрастание электросопротивления хорошо увязывается со значительной неоднородностью субмикроструктуры оливина выявленной рентгенографическим и электронно-микроскопическим исследованием (Чернышов и др., 1998), которая образовалась в результате интенсивных процессов дислокационного возврата, полигонизации, развитии зародышей рекристаллизации и сопутствующей неоднородной пластической деформации.

В пластически деформированных *дунитах щелочно-ультраосновных комплексов (Инаглинский массив)* отчетливо устанавливается закономерное анизотропное распределение средних значений электрофизических параметров (табл. 1):

$$\rho^{[100]} < \rho^{[010]} < \rho^{[001]},$$

$$\varepsilon^{[100]} > \varepsilon^{[010]} > \varepsilon^{[001]}$$

аналогичное распределению ρ в дунитах их офиолитов, пластически деформированных внутрикристаллическим скольжением (см. выше). В ряду микроструктур: порфирокластовая → мозаичная → порфиролейстовая отмечается уменьшение электросопротивления и ее дисперсии, что, очевидно, связывается с увеличением плотности дислокаций в кристаллической структуре оливина.

Мозаично-лейстовые дуниты, образовавшиеся в результате вторичного отжига, характеризуются минимальными и близкими значениями ρ во всех трех направлениях с очень низкой дисперсией (табл. 1). При этом диэлектрическая проницаемость остается достаточно высокой. Низкое электросопротивление и его изотропное распределение можно объяснить присутствием равномерной концентрации тонкодисперсного магнетита, образовавшегося в процессе рекристаллизации.

Выводы.

Таким образом полученные спектры ЭПР для оливинов из ультрамафитов офиолитовых (Шаманский массив) и щелочно-ультраосновных (Инаглинский массив) комплексов попадают в третий тип спектров ЭПР, выделяемых для пластически деформированных оливинов, обогащенных Fe^{3+} (Гончаренко и др., 1982; Гончаренко, 1989) и характерны для ультрамафитов претерпевших тотальную перекристаллизацию при транспортировке из глубин верхней мантии на уровни консолидации в земной коре. Выявленная неоднородность спектров ЭПР отражает форму вхождения в кристаллическую структуру ионов Fe^{3+}, а также изменения окислительного потенциала в процессе пластического течения пород.

Полученные результаты изучения электрических свойств дунитов методом СВЧ также подтверждают их петроструктурную анизотропию. Установлена функциональная зависимость распределения в ультрамафитах электрофизических параметров, главным образом удельного электросопротивления ρ, от предпочтительной ориентировки кристаллов оливина по внутреннему строению, подтверждаю-

щая выводы предыдущих исследователей (Гончаренко, 1989; Пугачева, 1995, Бетхер, 1998).

Литература

Бетхер О.В. Петрология ультрамафитов Инаглинского массива (Алданский щит): Дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 1997. 292 с.

Васильев Ю.Р. Природа оливинов в щелочно-ультраосновных интрузивных комплексах // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск.: Наука, 1980. С.103-120.

Велинский В.В. Метаморфогенная природа альпинотипных гипербазитов // Геол. и геофиз., 1986. С. 72-78.

Велинский В.В., Банников О.Л. Оливины альпинотипных гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1986. 104 с.

Велинский В.В., Щербакова М.Я., Банников О.Л., Истомин В.Н. Структурная неоднородность оливинов в альпинотипных гипербазитах (по данным ЭПР) // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монгологии. Новосибирск: Наука, 1980. С. 98-103.

Велинский В.В., Щербакова М.Я., Васильев Ю.Р. ЭПР как метод для диагностики генетической природы оливинов // Докл. АН СССР, 1981. Т. 259. № 1. С. 183-186.

Гончаренко А.И. Петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. 398 с.

Гончаренко А.И., Щербакова М.Я., Истомин В.Е. Исследование пластически деформированных и рекристаллизованных оливинов методом ЭПР // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. № 6. С.1480-1486

Гончаренко А.И., Ахманаев В.Б., Медведев Ю.В. Исследование электрофизических свойств природно деформированных оливинов в связи с возможностью их практического использования // Рацион. использ. природ. ресурсов Сибири: Тез. докл. научн. конф. Томск, 1989. С. 96.

Данилов Г.Н., Медведев Ю.В., Петров А.С. Установка для бесконтактного измерения неоднородности параметров полупроводниковых материалов и диэлектриков // Приборы и техника эксперимента, 1973. № 2. С. 224-226.

Истомин В.Е., Гончаренко А.И., Бетхер О.В., Пугачева Е.Е. О структурной неоднородности пластически деформированных и рекристаллизованных оливинов из ультрамафитов (по данным ЭПР) // Проблемы геологии Сибири: Тез. докл научн. конф. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1994. Т. II. С. 6-7.

Поваренных А.С., Толстой М.И., Продайвода Г.Т. Анизотропия упругих свойств и структурный мотив породообразующих минералов // Конструкция и свойства минералов. Киев, 1976. Вып. 10. С. 88-96.

Пугачева Е.Е. Петрология гипербазитов Шаманского массива (Средневитимская горная область): Дисс. ...канд. геол.-минерал. наук. Томск, 1995. 334 с.

Урусовская А.А. Электрофизические эффекты, связанные с пластической деформацией ионных кристаллов // УФН, 1968. Т. 96. Вып. 1. С. 39-60.

Чернышов А.И., Гончаренко А.И., Гертнер И.Ф., Бетхер О.В. Петроструктурная эволюция ультрамафитов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1997. 160 с.

Чернышов А.И. Коротаев А.Д., Тухфатуллин А.А., Почивалав Ю.И., Пугачева Е.Е. Микроструктуры пластически деформированных оливинов из ультрамафитов офиолитовых комплексов // Проблемы петрологии и минерагении мафит-ультрамафитовых комплексов Сибири. Томск, 1998. Вып. 1. С. 24-29.

Chatelain A., Weeks R.A. Electron paramagnetic resonance of Fe^{3+} forsterite (Mg_2SiO_4) // J. Chem. Phys., 1973. V. 58. № 9. P. 3722-3726.

Sherbakova M.Ya., Istomin V.E. Calculation of EPR spectra of Fe^{3+} with high zero-field splitting in polycrystalline materials. Phys. Stat. Col., 1975. V. 6. P. 461-470.

ГРАНИТИЗАЦИЯ КАК РЕЗУЛЬТАТ ДЕЙСТВИЯ МЕХАНИЗМА ДИФФУЗИОННОГО ФЛЮИДОЗАМЕЩЕНИЯ

Л.И.Шабалин

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск

В настоящее время существуют две основные концепции зарождения в земной оболочке кислых гранитоидных пород. Первая из них предполагает метасоматическую гранитизацию под влиянием трансмагматических летучих флюидов, идущих из мантии и пронизывающих всю земную кору (Судовиков, 1955). Эти флюиды, производя метасоматоз во фронтальной части колонны, могут способствовать зарождению расплавов в тыловой части колонны – механизм магматического замещения по Д.С.Коржинскому (1952). Вторая концепция предполагает анатектическое селективное выплавление наиболее легкоплавких кислых магм из субстрата земной коры и мантии при участии летучих компо-

нентов, генерирующихся здесь же во вмещающих породах за счет дегидратации водородсодержащих минералов.

Обе эти концепции рассмотрены Н.Л.Добрецовым (1980), который привел свидетельства того, что гипотеза анатексиса по ряду признаков более убедительно, чем гипотеза гранитизации, объясняет зарождение кислых магматических расплавов. Однако, у нее есть весьма существенное недостающее звено в цепочке доказательств, заключающееся в том, что за всю историю детальнейшего изучения полей мигматитов во вмещающих их породах не отмечено более или менее заметных геологических признаков появления жидких выделений расплавов и миграции этих выделений в трещинные зоны повышенной проницаемости. Лично мной не наблюдалось таких признаков при детальном изучении мигматитовых полей в Томском выступе Горной Шории в районе Ташелгинских железорудных месторождений (Шабалин, 1971). Незначительную проникающую способность компонентов при формировании анатектических пегматоидных мобилизатов среди глубокометаморфизованных пород отмечал К.Менерт (1971). Наблюдаемые иногда признаки расплавных включений в мигматитах (Чупин, 1975) свидетельствуют только о магматической стадии их существования, но не доказывают их собственно анатектическое происхождение. Очень трудно себе представить, чтобы достаточно вязкие расплавные включения могли мигрировать из огромных масс метаморфизующихся пород через большие пространства в тектонически ослабленные зоны. По крайней мере, признаки таких расплавных включений самых различных размеров должны были бы существовать в любой глубокометаморфизованной породе в зоне зарождения мигматитов.

В отношении объяснения структурных геологических признаков сторонники метасоматической гранитизации (Судовиков, 1955) гораздо более убедительны, так как приводят большое количество доказательств постепенных переходов от мигматитовых жил к вмещающим породам, что свидетельствует о метасоматической стадии процесса в виде перемещения вещества в виде атомов, ионов или молекул, но не расплавных капель.

Но вместе с тем сторонники метасоматической гранитизации и магматического замещения не могут убедительно объяснить причину отсутствия фронта базификации, по объему сопоставимого с фронтом гранитизации и находящегося впереди него, а также причину появления и местонахождения в настоящее время того огромного количества разбавленных растворов, которое необходимо для образования метасоматическим способом всего объема гранитоидного материала в земной коре. В частности, по подсчетам исследователей, для образования всего количества гранитов в земной оболочке путем гранитизации требуется воды в 10-20 раз больше, чем вся современная гидросфера Земли (Добрецов, 1980).

Все эти недостатки отмеченных гипотез заставляют продолжать поиски новых способов объяснения механизма гранитообразования и формирования земной коры. Мной предлагается новое объяснение зарождения магматических расплавов при участии существенно диффузионных метасоматических процессов на основе механизма, названного мной диффузионным флюидозамещением (Шабалин, 1995, 1997, 1998).

Он определяется как процесс зарождения прожилково-жильных минеральных образований в деформированных растворонасыщенных породах с диффузионным перемещением химических компонентов из зон сжатия в зоны растяжения при существенной роли микропородиффузионного каталитического эффекта, метасоматоза и коллоидных или полимеризованных растворов.

В основе этих представлений лежит разработанная автором идея (сделана заявка на открытие) о существовании в природе неизвестного науке явления – молекулярно-кинетической "силы разуплотнения поверхностного слоя" воды, сокращенно СРПС по начальным буквам ключевых слов (Шабалин, 2000). Сущность силы заключается в том, что когда вода растекается вдоль контакта с другой фазой или в микропорах, то в новообразующиеся участки ее поверхностного слоя подходят глубинные слои воды, которые здесь разуплотняются с силой равной силе температурного расширения для воды в целом (температурная составляющая) и, с силой осмотического давления для растворенных в воде веществ (осмотическая составляющая).

Осмотическая составляющая этой силы создает в микропорах эффект, названный мной микропородиффузионным каталитическим эффектом (МДК-эффект), действие которого проявляется в том, что он с силой осмотического давления отгоняет растворенные в микропорах вещества в процессе метасоматоза в тектонически ослабленные зоны и ускоряет в микропорах химические реакции. Благодаря этому постоянно поддерживается открытыми микропоры для осуществления метасоматоза, так как компоненты постоянно выносятся в трещинные пустоты. Одновременно с этим в трещинных зонах в результате действия температурной составляющей СРПС образуются коллоидные или полимеризованные растворы, благодаря которым поток вещества из вмещающих подверженных метасоматозу пород не прекращается, так как ионы и молекулы склеиваясь в коллоидные частички, постоянно содержат вмещающий их раствор "чистым", т.е. при минимальной концентрации химических

компонентов и позволяют таким образом раствору все время принимать новые порции растворенных веществ, не осаждая их на стенках трещин и не закупоривая подводящие каналы метасоматоза.

Все это вместе создает механизм диффузионного флюидозамещения. Выделяются два его типа: 1) диффузионное флюидозамещение магматическим расплавом; 2) диффузионное флюидозамещение высококонцентрированным гелеобразным или магмоподобным флюидом существенно кварцевого, карбонатного, сульфидного, окиснорудного, флюоритового и тому подобного состава после его затвердевания, относимого обычно к продуктам гидротермальной деятельности или диагенеза.

Первый из них, по моему мнению, и создает гранитизацию вмещающих пород на больших глубинах земли и способствует зарождению мигматитовых полей и последующего формирования гранитоидных плутонов. Он начинает проявляться на больших глубинах в тектонически активных водонасыщенных зонах, где благодаря МДК-эффекту действуют метасоматические процессы с образованием метасоматической зональности. Интенсивное проявление МДК-эффекта, с одной стороны, способствует поддержанию определенного минимального уровня пористости, необходимого для протекания метасоматоза, а с другой – создает диффузионный поток химических растворенных веществ в сторону более высокопроницаемых зон растяжения пород с большей шириной трещин. Это перемещение вещества сопровождается активным метасоматическим преобразованием пород в зонах сжатия за счет выноса из них в первую очередь наиболее подвижных и легкорастворимых компонентов – воды, щелочей, кремнезема. Эти компоненты, перемещаясь в зоны растяжения пород, отлагаются здесь в соответствии с энергозатратностью устойчивых здесь минералов, которые они способны здесь метасоматически образовать, т.е. кварца, полевых шпатов, воды. Энергозатратность формирования минералов, в соответствии с предложенным мной механико-энергетическим принципом (Шабалин, 1993) формирования метасоматической зональности, прямопропорциональна количеству вещества, которое должно быть вынесено из породы при метасоматическом развитии в ней того или иного минерала. В обычных алюмосиликатных породах энергозатратность повышается в направлении: темноцветные алюмосиликаты – полевые шпаты – кварц – вода (или другие летучие компоненты). В такой последовательности и происходит возрастание скорости их образования по направлению к зоне повышенной трещиноватости пород с соответственным увеличением их количества. Трещинные же пустоты заполняются сначала водой и здесь под влиянием МДК-эффекта начинается последовательное увеличение в воде концентрации в первую очередь кремнезема и в меньшей степени щелочей. Развитие диффузионного метасоматоза, как можно наблюдать на примере коррозии металлов (Шабалин, 1995), сопровождается появлением коллоидных частиц, которые усиливают его. В условиях высоких температур и давлений больших глубин земной коры, где зарождаются магматические расплавы, роль коллоидов играют полимеризованные частички, которые здесь являются устойчивыми.

Действие МДК-эффекта способствует постепенной концентрации кремнезема и щелочей в трещинных пустотах с доведением флюида до высокой концентрации, т.е. по существу, до состава водонасыщенного магматического расплава, с формированием которого и завершается активная фаза метасоматического процесса, так как в его пределах диффузионная подвижность компонентов снижается до минимального уровня. Далее происходит или инъекция расплава и его объединение в крупные резервуары, или его кристаллизация с удалением избыточной воды и завершением метасоматоза. Поскольку в таком случае процессы метасоматоза и магмообразования являются одновременными, все контакты сформировавшегося расплава с вмещающими породами являются постепенными метасоматическими. Но, в отличие от гипотезы магматического замещения, здесь метасоматоз развивается только до стадии появления магматического расплава и прекращается с появлением последнего, тогда как магматическое замещение предполагает наиболее активный метасоматоз именно на стадии существования расплава с широким развитием на фронте его продвижения в верхние горизонты земной коры.

Процессы обычной объемной диффузии и инфильтрации, в соответствии с предложенным механизмом, способствуют в основном выравниванию концентрации магмообразующих компонентов во всех участках трещиноватых зон, но не служат главными причинами магмообразования.

Формирование расплава проходит стадии от разбавленного раствора до высококонцентрированного вязкого флюида – типичной магмы. Причем хотя этот флюид имеет все признаки метасоматического замещения вмещающих пород, но минеральная ассоциация, образовавшаяся из него, фактически не является результатом магматического замещения этих пород. Главная масса расплава сформировалась в объеме тех трещинных пустот различных размеров, которые образовались в процессе тектонических деформаций. Только часть расплава заполнила поры и каверны, которые были образованы при растворении вмещающих пород.

Предложенная гипотеза диффузионного флюидозамещения, по существу, устраняет противоречия, свойственные гипотезам гранитизации и анатексиса. В частности, здесь не требуется большого количества летучих компонентов, в первую очередь воды, для зарождения расплавов, так как процесс идет диффузионным способом. Это соответствует анатектическому способу зарождения расплавов. В

то же время широкое проявление метасоматоза является необходимой составной частью механизма диффузионного флюидозамещения, что соответствует геологическим фактам в рамках гипотезы гранитизации, как метасоматического варианта, так и варианта ее магматического замещения.

Оруденение с гранитизацией бывает связано только в очень редких случаях. Одним из наиболее интересных примеров этого является Ташелгинские скарново-магнетитовые месторождения, изучавшиеся рядом исследователей (Тюлюпо и др., 1969), в том числе и мной.

Здесь на одном глубинном уровне существовали Р-Т условия, в которых возможно одновременное существование устойчивых минералов как зоны гранитизации, так и минералов слагающих скарново-магнетитовое оруденение. Решающим фактором о связи оруденения с гранитизацией является, по моему мнению, отсутствие признаков наложения друг на друга гранитизированных и околоскарновых полевошпатовых пород. Их можно встретить в одном и том же образце, между ними существуют постепенные переходы, свидетельствующие о том, что они сформировались одновременно из струй растворов несколько отличающегося состава. Околоскарновые полевошпатовые породы образовались в результате усвоения кремнево-щелочными гранитизирующими растворами кальция и магния в контакте с мраморами и поэтому произошло изменение цвета пород от розоватого к зеленоватому и некоторые изменения минеральных ассоциаций с появлением пироксена, граната, более основного плагиоклаза, увеличения количества эпидота и т.д.

Как о возможном источнике железа для образования скарнового месторождения в процессе его выноса из околоскарновых полевошпатовых пород отмечал Б.М.Тюлюпо (1969), хотя он и не признавал связи всего оруденения с гранитизацией. По его мнению, фельдшпатизация и оруденение связано с габброидным магматизмом, предшествовавшем гранитизации.

Литература

Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. – Новосибирск: Наука, 1980. – 200 с.

Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1952. – № 2. – С. 56-69.

Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. – М.: Мир, 1971. – 328 с.

Судовиков Н.Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения // Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР. – 1955. – Вып. 5. – С. 97-174.

Тюлюпо Б.М. Минералогия и вопросы генезиса магнетитовых месторождений осевой зоны Кузнецкого Алатау: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. – Томск: Изд-во ТГУ, 1969.

Тюлюпо Б.М., Мананков А.В., Летувнинкас А.И. Процессы минералообразования в зоне разлома сквозного длительного развития (Горная Шория) // Проблемы геологии и металлогении Сибири. – Томск: Изд-во ТГУ, 1969.

Чупин В.П. Расплавные включения в кварце анатектитов Алданского щита и условия генерации гранитоидных расплавов // Докл. АН СССР. – 1975. – Т.221, № 3. – С.710-713.

Шабалин Л.И. Сила разуплотнения поверхностного слоя воды как фундаментальное явление природы, создающее обмен веществ. – Новосибирск, 2000. – 152 с.

Шабалин Л.И. Геологический пример механизма диффузионного флюидозамещения при зарождении магматически подобных жильных месторождений // Изв. вузов; Сер. Геология и разведка. – 1997. – № 1. – С.79-89.

Шабалин Л.И. Геология и генезис Ташелгинских железорудных месторождений (Горная Шория): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. – Новосибирск, 1971. – 19 с.

Шабалин Л.И. Механико-энергетический принцип формирования метасоматической зональности // Изв. вузов; Сер. Геология и разведка. – 1993. – № 4. – С. 47-54.

Шабалин Л.И. Микропородиффузионный физический эффект. Экспериментальное подтверждение гипотезы и роль в образовании магматических пород и рудных тел // Изв. вузов; Сер. Геология и разведка. – 1995. – № 1. – С. 55-63.

Шабалин Л.И. Новый принцип объяснения зарождения жильных месторождений и кислых магматических пород на основе механизма диффузионного флюидозамещения // Изв. вузов; Сер. Геология и разведка. – 1994. – № 4. – С. 118-126.

Шабалин Л.И. Система самоорганизации природы. – Новосибирск, 1998. – 235 с.

3. ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ НАЛЕДЕЙ В КОШ-АГАЧСКОМ РАЙОНЕ РЕСПУБЛИКИ АЛТАЙ

М.С. Достовалова
Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие "Алтай-Гео"
ТЦ "Алтайгеомониторинг" с.Майма

В марте 2000 года группа территориального центра "Алтайгеомониторинг", руководствуясь данными Республиканского управления автомобильных дорог "Горно-Алтайавтодор" РА, ДЭП Кош-Агачского района и отделом по делам ГОЧС Кош-Агачского района, провела рекогносцировочное обследование 28 наледей в Кош-Агачском районе. Зимним обследованием были охвачены автодороги



Фото 1. Село Кокоря. Гидрогенная наледь в пойме р. Кызыл-Шин



Фото 2. Село Тобелер. Наледь смешанного типа, образованная гидрогенной наледью р. Дженишкетал и гидрогеогенной наледью самоизливающейся скважины

республиканского значения Кош-Агач – Теленгит-Сортогой, Кош-Агач – Мухор-Тархата, Кош-Агач – Джазатор, Кош-Агач – Кокоря, автодорога федерального значения Чуйский тракт и населенные пункты Кош-Агач, Тобелер, Жана-Аул, Кокоря.

Все обследованные наледи по приуроченности к определенным ландшафтным зонам можно подразделить на две группы: наледи, расположенные в Чуйской котловине, и наледи горно-долинных ландшафтов.

Развитие наледей в Чуйской котловине. Территория Чуйской высокогорной впадины с абсолютными отметками поверхности 1750-1900м относится к бесфеновому типу климата, характеризующемуся отрицательными плювиометрическими градиентами и ненарушенной вертикальной ландшафтной поясностью. Чуйская котловина имеет полупустынные ландшафты с разреженной растительностью и маломощными каменистыми почвами, переходящими на глубине в вечномерзлые грунты. Среднегодовая сумма осадков, зафиксированная метеостанцией в с. Кош-Агач, составляет 110 мм, причем в холодный период года с ноября по март выпадает всего 20 мм осадков. Снежный покров устанавливается осенью до формирования Азиатского максимума, с которым связаны крайне суровые условия холодного времени года. Средняя высота снежного покрова не превышает 10см, максимальная – 18см. Абсолютный минимум в с. Кош-Агач соответствует -62°С; в течение трех зимних месяцев среднемесячная температура не превышает -25°: в декабре -27,4°С, в январе -32,1°С, в феврале -28,8°С; среднегодовая температура воздуха -6,7°С. Средняя температура июля 13,8°С. Продолжительность безморозного периода – 60-65 суток. Большая продолжительность и суровые температурные условия зимнего периода года, практически полное отсутствие снежного покрова вследствие крайне сухого климата, угнетенная растительность, характерная для полупустынных ландшафтов и каменистых почв Чуйской котловины, обусловили устойчивое сохранение и развитие вечной мерзлоты. Максимальная мощность многолетней мерзлоты в Чуйской котловине и ее горном обрамлении крайне неравномерна – от 45-75 метров в центральной части впадины до 400 метров в окрестных горах.

Реки бассейна р. Чуи – основной водной артерии Чуйской котловины – имеют смешанный преимущественно снеговой тип питания с повышенной долей грунтового питания (до 30%). Водный режим рек характеризуется летним половодьем и более высоким стоком зимой, что в условиях суровой зимы предопределяет широкое развитие гидрогенных наледей.

При инженерно-геологическом обследовании 14 наледей в Чуйской котловине выявлены следующие закономерности образования и распространения наледей. Большая часть наледей (10 объектов) имеет гидрогенный генезис и приурочена к широким пойменным пространствам крупных рек – Кызыл-Шин, Курлей, Дженишкетал, Ортолык, Чуя. Размеры наледей колеблются от средних ($4*10^4$ $м^3$) до очень крупных ($1,38*10^6$ $м^3$), преобладают крупные наледи (фото 1). Мощность гидрогенных наледей колеблется от 1 до 2,5м. Образование наледей вызвано промерзанием рек и выходами речных вод через трещины льда на дневную поверхность. Три наледи, расположенные около сел Тобелер (фото 2), Жана-Аул и Кош-Агач, имеют смешанный характер питания. При преимущественном гидрогенном генезисе этих наледей значительную долю в их образовании имеют подземные напорные воды глубокого стока, самоизливающиеся на поверхность из артезианских водозаборных скважин. Одна наледь, средняя по размерам, образована надмерзлотными водами деятельного слоя, разгружающимися на дневную поверхность по таликовым зонам, выраженным в рельефе наледными буграми и гидролакколитами. Образование этой наледи связано с промерзанием деятельного слоя и разгрузкой криогеннонапорных надмерзлотных вод по трещинам в наледном теле. Кроме того, в пределах территорий сел Кош-Агач и Тобелер ряд жилых домов и производственных помещений подвержен подтоплению криогеннонапорными надмерзлотными водами, около некоторых из них образуются мелкие по размерам гидрогеогенные наледи мощностью 0,1-0,5 метров (фото 3).

Наибольший ущерб инженерно-хозяйственным объектам приносят гидрогенные наледи. Наледь на трассе Кош-Агач – Теленгит-Сортогой на отрезке в 400 метров перекрывает дорогу и мост. Дорога в зимний и весенний периоды года не действует, существует объезд. Мост и полотно дороги в период таяния наледи разрушаются водными потоками. Две наледи, расположенные около села Тобелер, парализуют движение автотранспорта в зимний период года. Дороги и мосты на реках Ортолык и Дженишкетал перекрываются наледями на участках подъездов к селу. Во время таяния наледей происходит частичное разрушение полотна дороги и мостов через реку Ортолык. В зоне поражения гидрогенных наледей в селе Кош-Агач находятся линии электропередач, телефонные линии, 2 жилых дома, расположенных в низкой пойме р. Чаганка. Гидрогенная наледь близ с. Кокоря в настоящее время практически не оказывает негативного воздействия на селитебную территорию и автодороги, поскольку достаточно хорошо изолирована противоналедными дамбами, регулирующими развитие наледи в непосредственной близости от инженерно-хозяйственных объектов. Гидрогенная наледь, развивающаяся по Черной речке, оказывает негативное воздействие, в первую очередь, на мост через реку. Новый мост, построенный в 1996 году, практически справляется с пропуском наледных вод.

Однако расстояние от нижнего ригеля до поверхности наледи на момент обследования составляло всего 0,35 метра, а в прошлом году это расстояние было 1,4м. Не исключено, что при более суровых зимних условиях развитие наледи будет сопровождаться более активным воздействием моста вплоть до его разрушения. Аналогичная ситуация складывается и на мосту через Туерык (Чуйский тракт). Расстояние между нижним ригелем и поверхностью наледи 0,1 метра. Мост не справляется с нагрузкой.



Фото 3. Село Кош-Агач. Наледь, возникшая в результате излияния криогенно-напорных надмерзлотных вод из-под жилого дома

Развитие наледей в горно-долинных условиях. Территория троговой долины р. Жасатер характеризуется сходными с Чуйской впадиной климатическими характеристиками, но более высокой влажностью (325 мм/год) и высотой снежного покрова. Река Жасатер имеет смешанный преимущественно снеговой (40%) и ледниковый (20%) тип питания. Водный режим реки характеризуется летним половодьем и умеренным зимним стоком.

Инженерно-геологическим обследованием были охвачены наледи, развитые вдоль автодороги Кош-Агач – Джазатор. Закономерности их образования и распространения несколько отличны от наледей, наблюдаемых в Чуйской впадине. Это, прежде всего, выражается в увеличении доли гидрогеогенных наледей (до 50%), уменьшении размеров наледей и геоморфологической приуроченности их к разнообразным формам рельефа.

Гидрогенные наледи приурочены к расширениям низкой поймы р. Тархата, либо к пролювиально-аллювиальным конусам горных притоков р. Жасатер. Размеры гидрогенных наледей преимущественно средние (1,5-7,8*10^4 м^2), редко малые (2-2,4*10^3 м^2) и крупные (1,68*10^5 м^2). Мощность гидрогенных наледей колеблется от 0,3 до 2,0 метров, преобладают наледи с мощностью 0,5-0,7 метров. Образование гидрогенных наледей связано с уменьшением живого сечения русла и подруслового потока вследствие промерзания рек, в результате чего вода под напором изливается на поверхность льда или поймы рек.

Гидрогеогенные наледи приурочены, как правило, к перегибам моренного склона, либо к тыловым швам склона и террас рек Тархата и Жасатер. Образование гидрогеогенных наледей обусловлено промерзанием деятельного слоя и разгрузкой надмерзлотных грунтовых вод на дневную поверхность. Нередко в полях развития наледей развиты гидролакколиты диаметром от 3 до 10 метров и высотой до 1,5 метров, которые разбиты морозобойными трещинами глубиной до 0,1-0,5 метров. Размеры наледей колеблются от очень малых (500 м^2) до средних (1-2,4*10^4 м^2), мощность - от 0,3 до 2 метров. Цвет наледей варьирует в широких пределах – от небесно-голубого до желтоватого с буровато-коричневыми разводами. Этот фактор косвенно подтверждает участие в питании наледей надмерзлотных вод деятельного слоя и почвенных вод.

Часть гидрогеогенных наледей возникла в результате техногенного воздействия на дневную поверхность околодорожного пространства. Так, нарушение растительного слоя вплоть до полного его

удаления в придорожных полосах около трассы способствует изменению термовлажностного режима деятельного слоя, в результате чего происходит более глубокое его промерзание и возникновение криогенного напора в горизонтах и линзах надмерзлотных вод. Далее механизм образования наледей достаточно типичен.

Большинство наледей, обследованных на автотрассе, наносят существенный ущерб полотну дороги и мостам через реки и ручьи (фото 4). Отдельные участки дороги в зимний период года перекрываются наледями настолько, что становятся непроезжими. Мощность наледей на мостах, находящихся в зоне поражения, соответствует 0,4-0,5м. Таяние наледей, скорее всего, приводит к частичному, либо полному разрушению мостов. Защитные мероприятия на автодороге сводятся к отсыпанию опасных участков шлаком или землей, что способствует таянию наледей и препятствует ее нарастанию.



Фото 4. Автодорога Кош-Агач – Джазатор. Гидрогеогенная наледь в сухом логу на правом борту р. Жасатер

Рекомендации территориального центра "Алтайгеомониторинг". Негативное воздействие наледей на инженерно-хозяйственные объекты можно нейтрализовать путем соблюдения правил строительства в условиях вечной мерзлоты и превентивным строительством защитных сооружений. Большинство работ, связанных со вскрытием грунта, заложением фундамента, снятием растительного слоя и т.п., должно быть ограничено в летний период времени, поскольку эти мероприятия вызывают деградацию вечной мерзлоты. Так, на Аляске и в Канаде действуют законы, ограничивающие проведение летних работ в условиях многолетней мерзлоты. Удаление грунта с придорожных полос может иметь побочные эффекты, в том числе активизацию наледных процессов (образование гидрогеогенных наледей), неравномерное проседание поверхности, эрозионное разрушение полотна во время сильных ливневых дождей и таяния снега. При строительстве дорог в условиях развития вечномерзлых грунтов дорожные кюветы должны располагаться далеко от полотна дороги, быть глубокими и узкими, чтобы предотвратить образование наледей у дороги. Для стока талых и наледных вод следует прокладывать под дорогой водопропускные трубы, либо мостовые сооружения шириной, достаточной для пропуска наледей. При проектировании и строительстве мостов необходим учет гидрологических характеристик рек и временных водотоков не только в весенне-летний период времени, но и в зимнее время.

Организация мониторинговых наблюдений на наиболее репрезентативных наледях позволит прогнозировать процесс наледеобразования и способствовать выработке рекомендаций для уменьшения негативного воздействия наледей на инженерно-хозяйственные объекты. Эффективные долгосрочные и краткосрочные прогнозы помогут заинтересованным организациям, в том числе и местным органам власти, в принятии руководящих решений по обеспечению безопасности инженерно-хозяйственных объектов.

Территориальный центр "Алтайгеомониторинг" в рамках ГМ ЭГП предлагает разработать программу и организовать мониторинговые наблюдения за развитием наледей при соответствующей заинтересованности местных органов власти и организаций, ведомств, эксплуатирующих инженерно-хозяйственные объекты.

ИЗУЧЕНИЕ ВЛИЯНИЯ СОСТАВА ПИТЬЕВЫХ ВОД НА СОСТОЯНИЕ МОЧЕВЫВОДЯЩЕЙ СИСТЕМЫ ЖИВОТНЫХ
(ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ)

***Л.П.Волкотруб, **Е.М.Дутова, *Н.Ю.Мотовилова, **Н.Г.Наливайко, **А.К.Полиенко, *В.В.Шаловай**
*Медицинский государственный университет, Томск
**Томский политехнический университет, Томск

ВВЕДЕНИЕ

На минералы в организме человека начали обращать внимание с давних времен. Уже несколько тысячелетий назад были сделаны первые попытки проведения операций по удалению мочевых камней, собирались также рецепты воздействия различных минералов на организм. Углубленные специализированные исследования к настоящему времени позволили установить большое число минералов, возникающих в организмах, причем этот список продолжает расти. В настоящее время минералы, представляющие собой органо-минеральные агрегаты и формирующиеся в живом организме при его непосредственном участии, выявляются в самых различных органах и тканях. Такие образования рассматриваются нами как биогенные минералы, формирование которых определяется как законами минералогии и геохимии, так и биологии (Полиенко и др,1997, Кораго,1992). Одной из наиболее распространенных групп органо-минеральных агрегатов являются мочевые камни. Возникновение подобных камней приводит к широко распространенному заболеванию - мочекаменной или почечнокаменной болезни (нефролитиазу).

В связи с тем, что большинство токсических веществ выводится из организма почками, они-то и являются наиболее подверженными влиянию, как по отношению к эндогенным, так и экзогенным токсинам. В почках происходит биотрансформация, затем почечная фильтрация, секреция, экскреция токсических веществ, что создает условия для их длительного контакта с почечными структурами и приводит к непосредственному повреждению последних, а также к развитию местных аллергических и патохимических реакций. В настоящий момент многочисленными исследованиями изучено и доказано нефротоксическое действие на организм тяжелых металлов (ртути, висмута, урана, кадмия, свинца, железа, сурьмы, меди, бериллия) и их солей, органических растворителей (тетрахлорметана, метанола и т.п.), пестицидов и экстремальных концентраций физиологических субстанций (калия, кальция, магния). Высказываются предположения о том, что заболевания мочевыводящей системы, в частности, такие, как мочекаменная болезнь, могут коррелировать с качеством питьевой воды и ее минеральным составом (Музалевская и др., 1993, Бокина,1968). Вместе с тем, полной ясности в этом вопросе нет. В этой связи, нами - представителями различных научных направлений и организаций г. Томска (медиками, минералогами, гидрогеологами, микробиологами) были спланированы и проведены экспериментальные исследования по изучению влияния состава питьевой воды на состояние мочевыделительной системы животных (крыс). Некоторые результаты этих работ приведены в данной статье.

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТА

Хронический эксперимент продолжительностью 6 месяцев был проведен на белых беспородных крысах, самцах весом по 250-380 г и самках весом по 180-360 г. Животные были взяты из одного вивария и находились в одинаковых условиях содержания на стандартном кормовом рационе. В опыте использовалось 220 животных, которые были разделены на 11 групп по 15-20 особей. Каждая группа получала питьевую воду различного качества, достаточно широкое разнообразие видов которой имеется на территории г. Томска (Dutova, 1999). Источниками питьевой воды являлись системы водоснабжения городского водозабора, ведомственных организации и предприятий, дистиллированная вода, а также природная речная и родниковая вода. Вода групп 4 – 6 и 8 проходила подготовку (аэрирование, фильтрование и обеззараживание хлором) на очистных сооружениях коммунальных водопроводов. В процессе эксперимента состав вод контролировался по величине общей жесткости и ее составляющим. Животные двух групп пили мягкую воду, пяти – умеренно-жесткую, четырех групп – жесткую. Кроме того, определялись и другие химические, а также и микробиологические показатели качества воды. Всего в процессе эксперимента было произведено порядка 40 анализов воды по 15 показателям. Обобщенные характеристики химического и микробиологического состава воды, подаваемой в эксперименте для питья животным разных групп, приведены в таблицах 1 и 2.

По значениям показателей химического состава, определяемых в эксперименте, воды всех источников соответствуют требованиям, предъявляемым к качеству воды хозяйственно-питьевого назначения, хотя некоторые из них (группы 9 - 11) имеют повышенные содержания аммония, сульфатов и хлора. Наиболее низкое в этом отношении качество имели вода, использовавшаяся для питья 9–ой группой животных (скважина для питьевых нужд предприятием не эксплуатируется) и вода родника, подаваемая 11–ой группе. Нам представляется, что причины повышенных содержаний указанных компонентов связаны с процессами загрязнения.

Микрофлора используемой в эксперименте воды была представлена разнообразными физиологическими группами бактерий, осуществляющих деструкцию белковой органики, нефти, мочевины, нитратов, сульфатов, аммония и других веществ.

Высоким содержанием микроорганизмов среди испытуемых групп воды отличались речные воды и воды источников, не имеющих системы водоподготовки и контроля. Из группы жестких вод наибольшей численностью микроорганизмов характеризовалась вода, которую пили животные девятой группы. Низкое содержание бактерий было в водопроводной воде и водопроводной воде, пропущенной через бытовые фильтры. Мезофильные сапрофиты – показатели санитарного состояния воды (микробное число) –присутствовали в количестве, превышающем нормы ПДК (100 кл в 1 мл воды) только в речной воде, что является показателем ее загрязнения хозфекальными стоками. В остальных источниках их содержание соответствовало санитарным нормам. Во всех группах вод в различных количествах присутствовали психрофильные сапрофиты - показатели наличия в среде белковой органики и основные ее деструкторы. Наиболее высокое их содержание отмечалось в речной воде и воде из скважин, которую пили девятая и десятая группы крыс. Наиболее низкое количество психрофильных сапрофитов в воде городского водозабора (группы 4,5,6) и в воде скважин, которая использовалась для питья 7 и 8 группами животных. В то же время при низком содержании психрофильных сапрофитов в профильтрованной через бытовые фильтры воде, их представителями были условно патогенные микроорганизмы вида Pseudomonas fluorescens.

Наличие в воде, использующейся для питья 2-ой, 9-ой и 11-ой групп, бациллярных форм сапрофитов говорит о том, что в этих источниках присутствовали свежие труднорастворимые органические вещества, возможно, нефтяного характера. В речной воде и в скважине промышленного предприятия №3 было обнаружено значительное количество уробактерий. Нефтеокисляющие микроорганизмы в значительных количествах присутствовали в речной воде. Высоким содержанием денитрифицирующих и сульфатредуцирующих бактерий выделялась вода скважин промышленных предприятий № 3 и № 4.

Факт присутствия в значительных количествах вышеназванных групп бактерий говорит о наличии в тех источниках, где они были обнаружены, соответствующих загрязняющих веществ: белковой органики, нефтепродуктов, мочевины и мочевой кислоты, сульфатов, нитратов, сероводорода. Разрушение органических веществ бактериями сопровождается выделением в среду значительного количества двуокиси углерода, а также различных органических кислот. Метаболизм сульфатредуцирующих бактерий связан с обогащением окружающей среды сероводородом. Все это влияет на химический и газовый состав воды или любого другого местообитания этих бактерий.

Таблица 1

Характеристика химического состава воды используемой для проведения экспериментальных исследований (средние показатели)

Группы животных	Источники воды	pH	Общая жесткость	NH4+	SO_4^{2-}	Cl^-	HCO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}
			мг-экв/л	мг/л					
		воды мягкие							
1	Дистиллированная вода	6,80	0,10	0,10	0	6,70	18,30	1,0	0,60
2	Река Томь	7,50	1,83	0,45	17,25	7,58	176,20	26,5	6,03
		воды умеренно жесткие							
3	Смесь речных и подземных вод городского водопровода	7,20	4,50	0,40	2,0	7,10	366,00	76,0	8,50
4	Вода подземная из городского водопровода	7,80	5,40	0,20	4,00	8,50	390,40	88,0	12,20

5	То же, пропущенная через бытовой фильтр №1	7,80	5,00	1,00	0,00	8,20	390,40	88,0	7,30
6	То же, пропущенная через бытовой фильтр №2	7,80	5,10	1,00	0,00	7,10	390,40	80,0	13,40
7	Вода подземная из палеогеновых отложений (скв. промпредприятия №1)	7,16	5,60	0,58	15,80	7,12	302,62	80,0	15,58
		воды жесткие							
8	Вода подземная из палеозойских отложений (скв. промпредприятия №2)	7,78	6,90	0,40	15,75	11,58	439,15	119,5	11,25
9	Вода подземная из палеозойских отложений (скв.промпредприятия №3)	7,47	8,05	1,57	51,50	50,85	453,30	137,7	13,50
10	Вода подземная из палеозойских отложений (скв. промпредприятия №4)	7,40	8,80	0,68	33,40	60,84	448,96	153,4	13,60
11	Родник на территории города	7,43	8,82	0,55	49,67	49,03	528,67	163,3	7,97

В таксономическом плане гетеротрофные микроорганизмы могут быть представлены как безвредными для человека видами, так и условно патогенными: Pseudomonas fluorescens, Ps. pioceania, Ps aeruginosa, Proteus vulgaris и другими. Как установлено, вышеуказанные микроорганизмы часто являются возбудителями урологических заболеваний воспалительного характера (Павлович, Пяткин, 1992[6 - 8]. Кроме того, в загрязненных водах усиливаются персистентные свойства микроорганизмов.

Для проведения опыта регулярно отбиралась свежая вода, к моменту отбора которой были приурочены и аналитические исследования ее качества. Химический состав вод отдельных источников и численность микроорганизмов в течение периода исследований в целом менялась незначительно. Резкое возрастание количества всех микроорганизмов одновременно с возрастанием содержаний аммония, сульфатов и хлора в воде наблюдалось единожды за период опробования – в конце июня, начале июля.

Таблица 2

Характеристика микробиологического состава воды используемой для проведения экспериментальных исследований (средние показатели)

Группы животных	Микробное число	Психрофильные сапрофиты	Бациллы	Нефтеокисляющие	Уробактерии	Денитрифицирующие	Сульфатредуцирующие
	кл /мл						
2	181	2884	550	639	600	600	0
4	0	0	0	0	0	0	0
5	0	0	0	100	0	0	0
7	3	532	10	31	122	218	4
8	0	1025	70	13	0	100	0
9	8	2192	2780	93	590	1639	400
10	0	2294	91	99	0	700	385
11	7	2111	1288	271	0	595	1

Наибольшей нестабильностью химического состава характеризовалась вода, которая использовалась для питья девятой группы животных: на протяжении всего периода опыта в ней наблюдались довольно резкие колебания в содержании хлора и особенно сульфатов. Наиболее стабильный химический состав был характерен для воды, которую пила седьмая группа животных.

Потребление жидкости животными не лимитировалось. В среднем каждая крыса выпивала от 300 до 460мл воды в сутки. В ходе опыта животных ежемесячно взвешивали. К моменту окончания эксперимента часть животных погибла. При вскрытии у них наблюдали перитонит, асцит, что указывает на наличие инфекции.

По окончанию опыта у лабораторных животных макроскопически изучались морфологические изменения органов мочевыделения. Гистологическому исследованию были подвернуты почки, мочеточники и мочевой пузырь. Почки обследовались по пяти группам (клубочки, капсула, извитые канальца, строма коркового вещества, строма мозгового вещества) из двадцати показателей; мочеточники и мочевой пузырь – по трем группам (эпителий, подслизистая, мышечный слой) из десяти показателей. Почки разрезали секционным разрезом, мочеточники - на всем протяжении, мочевой пузырь - по передней поверхности. Материал для гистологического исследования фиксировали в 10 % нейтральном формалине, заливали в парафин. Срезы окрашивали гематоксилин - эозином. Макропрепараты подвергали осмотру с применением лупы.

При статистической обработке результатов опыта учитывались данные по 159 животным. Оценивалась встречаемость отклонений гистологических показателей в разных группах животных (таблица 3). Проводился корреляционный анализ обобщенных показателей воды и отклонений гистологических показателей.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Макроскопическая картина почек животных всех групп была весьма идентичной. Почки были с четко выраженной структурой мозгового и коркового слоев. Фиброзная капсула легко снималась, обнажая гладкую блестящую поверхность почек. В просвете мочевого пузыря и самом мочевом пузыре у нескольких животных (двух 4-й группы, двух 7-й группы и одного 11 группы) наблюдались паразитные инвазии. Вскрытие мочеточников представляло трудности ввиду незначительного их диаметра. В просвете последних изменений не обнаружено. Лоханки не были расширены и ни в одном из наблюдений не выявлено наличия камней. Специальные срезы через область почечных сосочков с последующим осмотром препаратов через лупу также не дали оснований для констатации выраженного обызвествления. Соли кальция были обнаружены лишь в извитых канальцах у двух животных 9-й группы. В 11-ой группе у двух крыс были ярко выражены признаки отека стромы

Таблица 3. Результаты гистологического исследования животных

Показатели			Группы животных											
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	1-11
			Встречаемость отклонений показателей, %											
Почки	Клубочки	1. Полнокровные	7	0	18	20	44	0	0	24	11	0	18	14
		2. Инфильтрация	21	50	45	40	50	50	64	29	50	50	82	49
		3. Склероз	14	50	36	47	44	38	21	18	17	25	53	32
		4. Мембрана	0	0	0	13	6	0	0	6	0	0	0	3
		5. Просвет капсулы	0	0	0	0	6	0	0	12	0	6	0	3
		6. В просвете белок	0	0	0	13	6	0	0	6	0	0	6	3
	Капсула	7. Инфильтрация	0	8	0	0	0	0	0	0	0	0	12	2
		8. Пролиферация	14	50	0	33	44	13	29	12	33	31	53	30
		9. Склероз	21	50	36	27	19	25	14	18	6	19	41	24
	Извитые канальца	10. Дистрофия	86	92	36	67	94	88	93	88	83	63	100	82
		11. Инфильтрация	21	17	0	33	31	25	14	6	0	0	0	13
		12. Цилиндры	14	8	0	13	6	0	0	0	0	0	18	6
	Строма коркового вещества	13. Инфильтрация	79	83	73	53	81	75	86	65	78	69	100	78
		14. Отек	43	17	45	60	56	25	43	18	0	13	59	34

		15. Полнокровие	57	33	36	67	69	63	57	47	83	6	100	58
		16. Склероз	36	58	73	40	63	50	50	41	17	63	88	52
	Строма мозгового вещества	17. Инфильтрация	50	25	27	53	88	75	86	24	67	38	88	58
		18. Отек	71	67	82	47	63	100	93	24	56	44	76	63
		19. Полнокровие	21	0	27	60	69	13	14	35	61	13	59	37
		20. Склероз	36	25	18	40	56	13	21	12	39	38	53	34
Мочеточники	Эпителий	21. Инфильтрация	0	17	36	60	19	63	14	24	22	25	29	27
		22. Десквамация	7	17	45	33	0	63	21	41	50	38	12	28
		23. Дистрофия	0	8	36	33	6	50	14	29	0	31	12	18
	Подслизистая	24. Полнокровная	0	0	0	27	25	0	0	0	0	0	0	5
		25. Инфильтрация	7	8	0	47	25	0	14	29	0	13	12	15
		26. Отек	0	0	0	27	25	0	0	0	0	0	18	7
	Мышечный слой	27. Полнокровие	0	17	18	33	31	0	0	0	0	0	0	9
		28. Инфильтрация	14	50	18	60	56	38	29	35	17	31	35	35
		29. Склероз	7	50	18	60	19	38	29	12	17	25	12	25
		30. Отек	0	17	0	47	38	25	0	0	0	0	18	13
Мочевой пузырь	Эпителий	31. Инфильтрация	29	58	27	33	44	25	64	35	44	25	41	39
		32. Десквамация	57	67	55	33	19	50	50	41	89	44	47	51
		33. Дистрофия	21	50	18	40	25	50	36	41	39	31	35	35
	Подслизистая	34. Полнокровие	0	0	0	33	31	0	14	0	0	0	0	8
		35. Инфильтрация	29	42	0	33	50	25	57	29	11	19	29	30
		36. Отек	21	17	27	33	38	25	14	12	0	6	12	18
	Мышечный слой	37. Полнокровие	29	0	0	40	50	0	0	0	0	0	0	11
		38. Инфильтрация	29	58	18	33	50	38	50	29	22	50	53	39
		39. Склероз	21	42	18	20	13	38	7	18	28	38	0	21
		40. Отек	21	33	0	40	50	13	21	0	11	0	18	19

коркового вещества, инфильтрации стромы мозгового и коркового вещества, склероза и полнокровия стромы коркового вещества.

При гистологическом исследовании паренхимы почек у некоторых животных выявлено полнокровие в строме коркового и мозгового вещества. Кроме того, в строме коркового и мозгового вещества обнаружена инфильтрация, преимущественно сегментоядерными лейкоцитами. Наличие этих признаков указывает на явление хронического очагового межуточного нефрита. Причем такая патология наблюдались у минимального количества животных 2-ой группы и у значительно большего количества животных 5, 6, 9 и 11-ой групп.

В целом, оценка результатов проведенного эксперимента показывает, что наиболее часто различного рода патологиям подвергаются органы почек. Нами установлено, что с частотой превышающей 50% случаев, возникают следующие виды патологий в порядке уменьшения частоты проявлений: дистрофия извитых канальцев почек (82%), инфильтрация стромы коркового вещества почек (78%), отек стромы мозгового вещества почек (63%), инфильтрация стромы мозгового вещества почек (58%), полнокровие стромы коркового вещества почек (58%), склероз стромы коркового вещества почек (52%), десквамация эпителия мочевого пузыря (51%). Как видно из приведенных данных, в меньшей степени по сравнению с почками, влиянию подвержены мочеточники и мочевой пузырь, за исключением эпителия. На наш взгляд, это объясняется функциональными особенностями исследованных органов. Почки страдают в наибольшей степени, поскольку работают как своеобразный фильтр и принимают на себя всю нагрузку аномального состава водных растворов. Мочеточники испытывают меньшее влияние из-за ограниченного времени взаимодействия с водной средой. В мочевом пузыре наиболее подвержен отрицательному воздействию эпителий.

Таким образом, результаты эксперимента показали существенную роль водного фактора, причем не только жесткость, но и общее экологическое состояние источников питьевой воды определяет состояние мочевыводящей системы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выявленные закономерности и связи являются дополнительной крупицей в познании сложных и многофакторных процессов в живом организме, в т.ч. патологичесческого характера, и создают некоторые новые возможности для профилактики и лечения мочекаменной болезни. Тем более, известно, что достаточно часто для водоснабжения населения используются жесткие воды. Томская область в этом отношении не является исключением. В ее южных районах, в пределах Колывань-Томской складчатой зоны, практически единственным источником хозяйственно-питьевого водоснабжения являются подземные воды палеозойских образований, которые по величине общей жесткости зачастую характеризуются как умеренно-жесткие и жесткие.

Литература

1. Полиенко А.К., Шубин Г.В., Ермолаев В.А. Онтогения уролитов. Томск: Изд-во РИО ''Пресс-Интеграл" ЦПК ЖК, 1997.-128с.
2. Кораго А.А. Введение в биоминералогию – СПб: Недра, 1992.-280с.
3. Музалевская Л.С., Лобковский А.Г., Кукарина М.И. Заболевание мочекаменной болезнью в зависимости от жесткости питьевой воды/ / Гигиена и санитария, 1993,№12. – С. 17 – 20.
4. Бокина А.И. Физиологические основы гигиенического нормирования солевого состава питьевых вод: Автореф. Дис.д-ра мед.наук. – М.: 1968.
5. Dutova E.M.,Nalivaiko N.G., Kusevanov K.I., Kopylova J.G. The chemical and microbiological composition of urban groundwater, Tomsk, Russia. Groundwater in the Urban Environment., Proceedings of XXVIIth Congress IAH.A.A.Balkema/Rotterdam/Brookfield 1999, p 125 - 130.
6. Павлович С. Л., Пяткин К. Д. Медицинская микробиология Высшая школа, 1993, 199с.
7. Суходольская А. Е., Руденко А. В., Чайковская В. Л. Микробиологические исследования в урологии. – Киев: 1981. – 150с.
8. Гусев М. В., Минеева Л. А. Микробиология. – М.: Изд-во МГУ, 1985. – 376 с.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИТОКА ПЫЛИ НА ПОДСТИЛАЮЩУЮ ПОВЕРХНОСТЬ В г.ТОМСКЕ ПО ИТОГАМ СНЕГОВОЙ СЪЕМКИ В 1996-1998гг.

Н.В.Ильченко

Томский государственный университет, г.Томск

Накопление элементов техногенного происхождения в объектах окружающей среды может привести к серьезным необратимым последствиям для биосферы. Поэтому многими исследователями большое внимание уделяется оценкам притока пыли и токсичных элементов на подстилающую поверхность. В Томске подобная работа активно велась в 1974-1989гг. сотрудниками Томского медицинского института (Бояркина и др., 1993), в 90-х г. – Томского госуниверситета (Летувнинкас,1997 и др.). В 1996-1998 гг. автором такие исследования проводились с использованием двумерных пространственных карт, полученных в результате лидарного зондирования атмосферы сотрудниками ИОА СО РАН г.Томска. Работа была организована следующим образом.

В 1996г. было отобрано 25 проб снега. Основная задача заключалась в определении и исследовании места локализации зоны максимального загрязнения пылью. Как оказалась, на всей изученной территории города пылевая нагрузка превышает фоновую (2,92 г/м^2*год) в 20-80 раз (в качестве фонового участка принят район д.Киреевск в 70 км к западу от г.Томска).

Использование метода корреляционной интерполяции позволило с достаточно большой степенью вероятности (P>0.999, коэффициент корреляции r=0.69), описать пятно загрязнения изолиниями (рис.1).

Как видно из рисунка, зона повышенной запыленности в целом по городу имеет северо-восточную ориентировку. При картировании конкретных аномалий автором были обнаружены определенные закономерности в распределении загрязняющих веществ (Ильченко,Квасников,1996). На фоне общего загрязнения и крупных выявленных аномалий выделяются контрастные (линейные, либо изометричной формы) аномалии более низкого порядка. Они отчетливо фиксируют характер и направление воздушных течений в приземном слое атмосферы, которые, в свою очередь, зависят от застройки территории.

На схеме пылевой нагрузки 1996г. отчетливо выделяются несколько контрастных аномалий. Самая крупная из них, полиядерная , пространственно соответствует положению ГРЭС-2, заводу

«Эмальпровод», домостроительному комбинату (ДСК) и , несомненно, связана с функционированием именно этих предприятий. Вторая аномалия в структуре поля пылевой нагрузки расположена на севере исследуемой части города и соответствует положению заводов «Сибкабель», подшипникового, измерительной аппаратуры, резиновой обуви, химфармзаводу и ряду предприятий небольшой мощности.

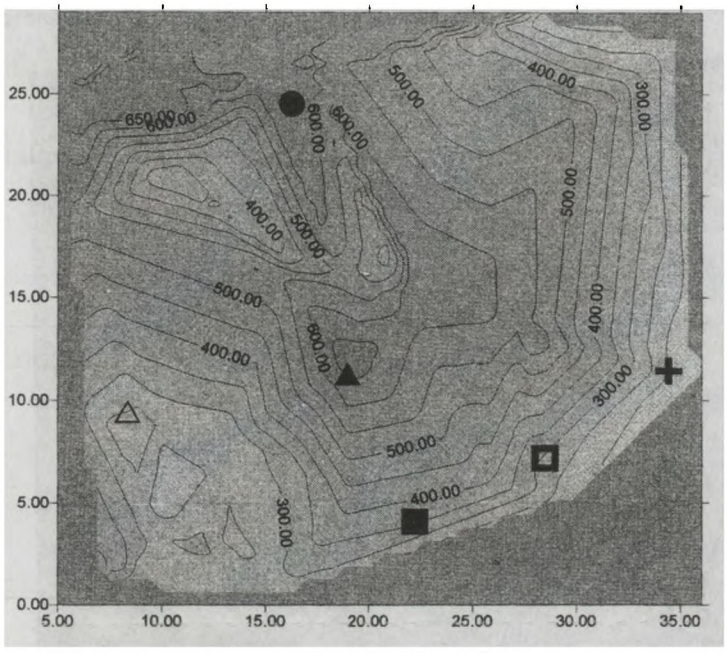
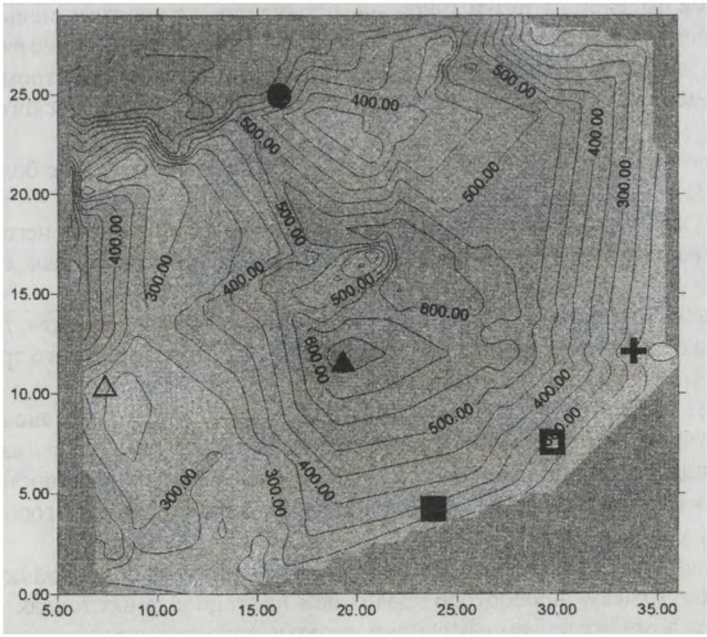


Рис1. Карта-схема пылевой нагрузки на снег в г.Томске в 1996г.
Обозначения: ●- Телецентр, ■ - пл.Южная, □- вокзал Томск-1,π- ГРЭС-2, ✚- Академгородок, ρ- Университетская роща.

В 1997г. также проводилась снеговая съемка на большей части города. Было отобрано 57 образцов снега. Полученные результаты с большой достоверностью (P>0.999, r=0.71) подтвердили картину распределения пыли в 1996г. (рис.2).



. Рис. 2. Карта-схема пылевой нагрузки на снег в г.Томске в 1997г.
(Условные обозначения на рис.1)

На схеме пылевой нагрузки 1997г.также отмечается общее распространение загрязнения в северо-восточном направлении, на фоне которого выявляется ряд аномалий разного порядка. Наиболее крупная аномалия с большим количеством ядер опять пространственно соответствует положению ГРЭС-2, «Эмальроводу» и ДСК. Другая значительная аномалия тяготеет к заводам «Сибкабель», подшипниковому и другим упомянутым выше предприятиям, расположенным в этом районе. В левом нижнем углу схемы, соответствующем юго-западной части города, вырисовывается небольшая ано-

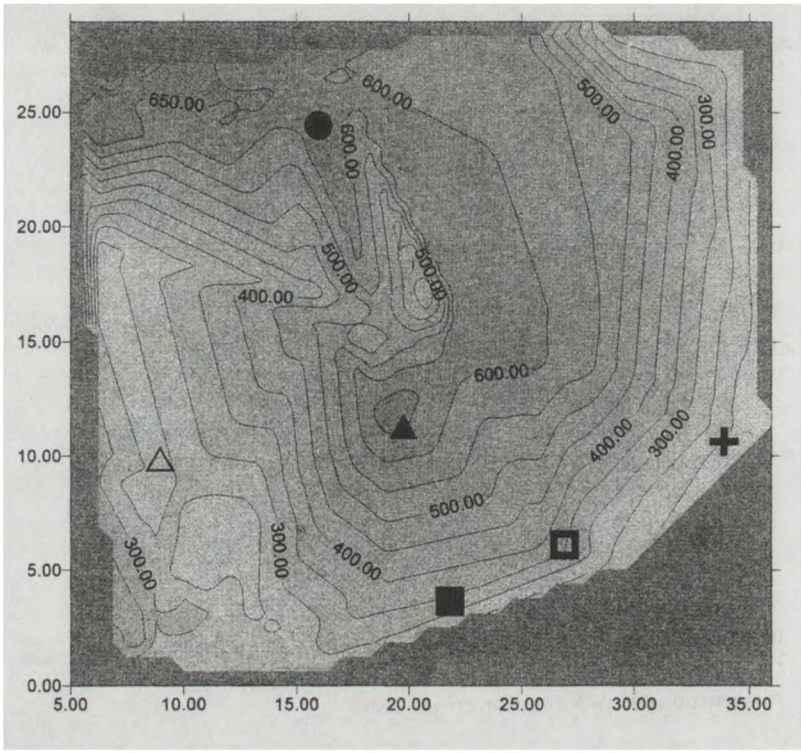


Рис.3. Карта-схема пылевой нагрузки на снег в г.Томске в 1998г.
(Условные обозначения на рис.1)

малия, которую по своему расположению можно связать с функционированием инструментального завода. На карте-схеме пылевой нагрузки 1996г. она отмечается, но ощутимо меньше по площади.

Заметно большую площадь, чем в предыдущий год, охватывает поле загрязнения, вызванного функционированием завода «Сибэлектромотор», НИИ полупроводников, электромеханического завода. Более запыленным оказывается район Университетской рощи, Ботанического сада и Московского тракта.

В 1998г. было отобрано 48 снеговых проб. Результаты съемки 1998г. с большой достоверностью (P>0.999, r=0.73) подтвердили выводы 1996 и 1997гг. (рис.3).

Как видно на карте-схеме пылевой нагрузки, построенной по итогам снеговой съемки в1998г., общая картина расположения техногенных аномалий, вырисовывающаяся в два предыдущих года, повторяется.

Отмечаются уже выявленные ранее аномалии в районе ГРЭС-2, «Эмальпровода», ДСК, «Сибкабеля» и подшипникового завода. Но оказывается более запыленным район Иркутского тракта, Михайловская роща и частный сектор, примыкающий к ней.

Высокая запыленность снега в целом по городу и в районах зафиксированных аномалий указывает на местный характер источников загрязнения – промышленных предприятий и автомагистралей.

Изучение данных снеговой съемки показало, что в северном – северо-восточном направлении имеет место снос пылевого облака, образующегося из атмосферных выбросов города, согласно «розе ветров».

Поскольку снеговая съемка, проведенная в эти три года имела основной целью оценку притока пыли в целом по г.Томску, пробоотбор проводился на стационарных точках.

Данные по каждому исследуемому району, охватывающему несколько точек отбора проб, были подвергнуты проверке на однородность рядов. Оказалось, что значения пылевой нагрузки в районе Академгородка, пр.Кирова и пл.Южной представляют собой изначально однородные ряды. В остальных случаях к однородности приводит исключение по 2-3 «выпадающим» значениям. Затем для всех рядов значений была проведена проверка гипотезы нормальности. Анализ коэффициентов

асимметрии и эксцесса показал, что они близки к 0 и исследуемые ряды можно признать нормально распределенными. Следовательно, несмещенными оценками притока пыли являются среднеарифметическое значение и стандартная ошибка выборочного среднего (Налимов,1960).

Оценки притоков пыли, их стандартные ошибки после проверки на однородность и нормальность, а также средний приток для г.Томска представлены в табл.1.

Характеристике притока пыли на территории промышленных центров уделяется достаточно много внимания. Так, подобные оценки притока пыли в разные годы проводились в городах Баку, Санкт-Петербург, Донецк, Екатеринбург, Киев, Иркутск и др.(Александров,1966; Бабаянц, 1948; Рященко, Попп, 1980; Касимов, 1995).

В Томске приток пыли по итогам 1979-1989гг. составил 108 г/м^2*год (Бояркина и др.,1993). Как видно из таблицы 1, средний приток пыли по г.Томску к 1996-1998гг. увеличился до 130 г/м^2*год.

Таблица1. Характеристика притока пыли на снеговой покров (г/м^2*год) по г.Томску

Место отбора проб	Приток пыли по годам		
	1996г.	1997г.	1998г.
Академгородок	58,40±0,18	54,36±0,20	59,69±0,41
Опытное поле	247,13±26,30	241,11±18,65	258,16±24,25
Район телецентра	189,35±8,62	202,74±9,16	200,33±8,30
Университетская роща	109,86±7,25	125,36±8,66	110,57±6,61
Михайловская роща	142,10±10,30	139,70±9,37	157,16±12,04
Лагерный сад	92,77±6,60	100,02±5,52	95,19±6,32
пл.Южная	97,00±4,70	89,04±4,43	94,24±3,13
пл.Ленина	84,19±2,11	85,12±3,57	83,11±3,02
пл.Кирова	120,67±18,91	125,16±15,00	119,99±11,76
пл.Дзержинского	115,36±18,63	119,39±18,31	110,35±14,40
ул.Дальне-Ключевская	164,15±6,26	158,33±9,20	143,30±7,15
Среднее по г.Томску	129,18±9,99	130,94±9,28	130,19±8,85
Фон	2,92±0,20	данных нет	данных нет

При изучении загрязнённости снегового покрова г.Томска помимо методики, опирающейся на расчет интенсивности притока загрязнителей на единицу поверхности депонирующей среды (Бояркина и др.,1993), была использована методика, (Геохимия..., 1990), в основе которой находится утвержденная Минздравом бывшего СССР ориентировочная шкала оценки аэрогенных очагов загрязнения (Геохимия..., 1990). С помощью этой шкалы автору удалось «разбить» изученную территорию города на участки, соответствующие различным уровням загрязнения, и определить их относительные площади.

Табл.2 отражает для изученной части г.Томска изменение площади участков с разным уровнем пылевой нагрузки: низким ($P_п$<250 мг/м^2*сут), средним умеренно опасным (450мг/м^2*сут>$P_п$ >250мг/м^2*сут), высоким опасным
(800мг/м^2 *сут>$P_п$>450мг/м^2*сут) в течение 1996-1998гг.

Таблица2. Изменение площади участков с разной пылевой нагрузкой в течение 1996-1998гг. (км^2).

Уровень запыленности	1996г.	1997г.	1998г.
Низкий	1	1	1,5
Средний умеренно опасный	6	6,5	5,5
Высокий опасный	4	3,5	4

Литература

Александров Н.Н. Об оценке точности измерения количества оседающей пыли // Труды ГГО. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. Вып.185. С.83-93.

Бабаянц Р.А. Загрязнение городского воздуха. М.: Изд-во АМН СССР, 1948. 94с.

. Аэрозоли в природных планшетах Сибири./ Бояркина А.П., Байковский В.В., Васильев Н.В. и др Томск: Изд-во Томского госуниверситета,1993. - 160с.

Геохимия окружающей среды / Ю.Е.Сает, Б.А.Ревич, Е.П.Янин и др. – М.: Недра, 1990. – 335с.

Ильченко Н.В., Квасников А.В. О техногенных геохимических аномалиях в окружающей среде // Сопряженные задачи механики и экологии. Материалы международной конференции. Томск,1996. С.111

Касимов Н.С. Экогеохимия городских ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1995. –336с.

Летувнинкас А.И. Геохимические аспекты экологии города: методические материалы 4-ой международной конференции учащихся и учителей средней школы «Экология и человек». Томск: ун-т, 1997.- 77с.

Налимов В.В. Применение математической статистики при анализе вещества. М.: Физматгиз,1960. - 430с.

Рященко С.В., Попп С.В. Медико-географическое изучение антропогенных изменений природной среды Иркутской области // Охрана окружающей среды и экология человека. Иркутск.: 1980. С.27-29.

ОСОБЕННОСТИ ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ И СВОЕОБРАЗИЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ ЧЕЛОВЕКА С ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДОЙ

Ю.В. Индукаев
Томский государственный университет, г. Томск

Природная среда отражает закономерности, которые сложились на протяжении всей истории Земли, в первую очередь взаимоотношения между литосферой, гидросферой, атмосферой и биосферой. При низком уровне развития производительных сил человек представлял элемент биосферы, силы которого в суммарном выражении были ничтожными перед силами природы. Человечество возникло и живет в биосфере, пользуется продуктами современной и былых биосфер. При этом человек должен помнить, что он является частью биосферы и его существование зависит от ее состояния. Однако сегодня хозяйственная и бытовая сферы деятельности человека стали решающим негативным фактором преобразования природы, в результате чего индустриальная стадия экономического развития современного общества характеризуется резким ухудшением природной среды, поставленной на грань разрушения.

Общая тенденция эволюции современного общества имеет определенное сходство с ситуацией бурного роста, проявляющегося при попадании бактерий в чашку «Петри» (Кларк, 1989). В ограниченном пространстве чашки такой бурный рост происходит несбалансированно. Рано или поздно, по мере того как популяция бактерий «исчерпывает имеющиеся ресурсы, захлебывается отходами своей деятельности и процветание сменяется их гибелью». В отличие от этой ситуации человек способен и обязан уяснить с позиций своих знаний о природе , какая опасность природной среде его обитания исходит от его производственной и бытовой деятельности.

Экологическая обстановка в техногенных ландшафтах для организма человека не менее экстремальна, чем жизнь в районах севера или в пустыне. Техногенное давление здесь столь велико, что приводит к разрушению генетической программы организма человека. Это вызывает сердечно-сосудистые, онкологические и другие заболевания, обусловливает рождение больных детей. Большую опасность несет нарушение природных геохимических циклов, к которым адаптирована жизнедеятельность человека. Являясь частью биосферы, человек может жить в очень узком диапазоне благоприятного сочетания ее параметров, отражающих равновесное состояние окружающей природной среды. Следствием нарушения такого равновесия является повышение «мутагенеза», появление «экологических болезней».

Загрязнение окружающей среды, например, тяжелыми металлами отрицательно влияет не только на физическое, но и на социальное здоровье общества. Так, по наблюдению американских ученых Mn и Pb поступая в организм человека, провоцируют агрессивность его поведения, что пытаются объяснить биохимическими явлениями. Полагают, что Pb блокирует глиальные клетки, которые осуществляют общее руководство мозгом, а Mn препятствует выработке нейротрансмиттеров – веществ, контролирующих импульсивное поведение человека. В результате комбинированного действия этих химических элементов агрессивность человека увеличивается. В результате этого едва ли не по всему миру наблюдается рост ничем казалось бы не мотивированного насилия, убийств и вооруженных нападений. Статистика показывает, что в тех районах США, где количество тяжелых металлов превышает предельно допустимые содержания в окружающей среде, уровень насильственных преступлений устойчиво держится на отметке 3000 в год на 100 тысяч населения. В более благополучных в экологическом отношении регионах преступность не поднимается выше величины 100 на 100 тыс. жителей.

Известно, что в настоящее время 15% территории России относится к зонам с кризисной экологической ситуацией (Котов и др., 1998). Деградация природной среды в разной степени затронула и

остальные регионы страны. Россия занимает 51-е место в мире по средней продолжительности жизни и 47-е - по основным характеристикам условий проживания. Одним из самых тревожных симптомов неблагополучия является депопуляция. Необходимо обратить внимание на особенности взаимоотношений человека с природной средой в условиях рыночных отношений. В частности, в экономической деятельности необходимо учитывать дополнительную стоимость продукции, связанную с ликвидацией последствий воздействия на окружающую среду. В решении экологических проблем следует учитывать и те обстоятельства, которые всегда существуют в странах рыночной экономики. Как отмечают многие, крупный капитал вряд ли будет проявлять интерес к экологическим проблемам. По мнению многих «власть имущих», в том числе и тех, чья деятельность ухудшает экологическую ситуацию, инвестиции, направленные на ее оздоровление – выброшенные деньги. Да и большинство людей пока не осознают опасности.

Безразличное отношение бизнесменов к природе объясняется самой экономикой «свободного рынка», с одной стороны, и, так называемой, «демократией» общества, с другой. С экономической точки зрения эта проблема хорошо известна. Так, например, если взять природные процессы, то они представляют собой замкнутые циклы, в то время как экономические процессы - линейны и рассматриваются на основе предположений, что природа имеет неисчерпаемые ресурсы и бездонные «сточные ямы», в которые можно сбрасывать отходы. В данном случае получается так, что экологическая стоимость производства товара (продукции) и услуг не входит в их стоимость (цену). Люди рассматривают природные ресурсы (и элементы природной среды) как будто это – заработанные «ими средства» и «по хозяйски» растрачивают их, не задумываясь о последствиях. Результаты деградации природной среды сказываются на человеческом обществе и становятся очевидными лишь тогда, когда появляются явные признаки истощения природных ресурсов или кризисы экономики. По образному выражению Гаррет Хардина (1989) этот финал можно назвать «трагедией общественного достояния». Избежать такой трагедии, заставить людей платить полную стоимость используемых ресурсов (с целью их восстановления) можно, замкнув связи в экономических системах. Если в промышленно развитых странах не всегда это удается сделать, то все естественно зависит только от воли правительств, способных изменить ситуацию в рыночных отношениях с целью отражения стоимости природных ресурсов. За последние десятилетия изменился концептуальный подход к экономическому развитию и к роли в нем государства в странах с рыночной экономикой. Стремление к максимальным темпам экономического роста сменилось ориентацией на экологически устойчивое развитие. Причем все больше функций переходит от государства к рынку. Изменилось и соотношение разнообразных сил, влияющих на развитие государства и общества (Иванов С., 1995). Наряду с государственным аппаратом в число «игроков- партнеров» вошли частный сектор, группы особых интересов («зеленые» и др.) , неправительственные организации. Современный подход к политике развития делает существенно меньший акцент на централизованное распределение ресурсов и придает большее значение опосредованному рынком индивидуальному принятию решений. Вместе с тем признается основная роль государства в создании законов и регуляций, позволяющих рынку нормально функционировать. Кроме этого прямое вмешательство государства необходимо для развития инфраструктуры и человеческих ресурсов, решения социальных проблем, сохранения природных ресурсов и поддержания экологического равновесия.

Если в дальнейшем рассматривать устойчивое развитие как возможность для дальнейшего роста, а не ограничений, то промышленность должна создать схему для оценки новых взаимоотношений с окружающей природной средой и отдельными отраслями производства. На этой основе возможно сотрудничество между отдельными видами производств, правящими кругами, «зелеными» и разнообразными общественными группами населения. Все это может способствовать осуществлению устойчивого развития общества в рамках рыночных отношений. Изменение промышленной стратегии требует создания системы эффективного управления, в рамках которой с позиции философской перспективы рассматривалась бы связь между предпринимательской деятельностью и ее экономическими последствиями. Наряду с этим необходимо пересмотреть промышленную философию, принципы введения научно-технических разработок, процессы производств и реализации, специфику рыночных механизмов, характер и формы инвестиций, налоговую систему и т.д. Например, в Норвегии весьма тяжелым налогом облагаются те предприятия, которые экологически вредны и льготным налогом те производства, чья продукция экологически чистая и меньше всего они растрачивают природных ресурсов. Однако, чтобы реализовать отмеченные выше варианты развития общества с рыночными отношениями требуется огромная работа по преодолению сегодняшнего образа мышления как в отношении оценки состояния природной среды, так и в отношении природопользования.

Таким образом, деятельность человека с экологических позиций на протяжении 20 в. рассматривается довольно противоречиво. Да и сам 20 в. отличается от предыдущих. В начале века – это время, когда человек теряет прежнее представление о себе. Он с удивлением обнаруживает, что совсем не таков, каким себя представлял в собственном воображении. До этого времени человек понимался как

существо разумное, а в начале 20 в. возникает все больше сомнений относительно его разумности. Бергсон А. и З Фрейд – вся иррационалистическая традиция- утверждала, что человек ведом не разумом, чем то иным. Так открываются глубины, которые названы «бессознательным».

Обычно поведение человека, отношения в человеческом обществе и взаимоотношения с природой зеркально отражаются в культуре. Культурная ситуация 20-го века получила определение «смерть Бога». Отрекшись от всевышнего авторитета, человек становится существом равным себе. Как показывает финал 20-го века такой человек, поставивший себя выше всего сущего, становится чрезвычайно опасным даже для самого себя. Один из доминирующих человеческих принципов – ненасилие – снимается. «Если бога нет, то я- Бог»,- сказал Ф.М, Достоевский, провидчески выразив основную идею 20-го века. Эта идея заложена в основу взаимоотношения человека к природной среде обитания. В итоге можно видеть, что на исходе 20- го столетия деятельность человечества, несмотря на осознание пагубности ничем не регламентированных путей достижения благополучия, к сожалению, все еще направлена на разрушение природной среды обитания. Это, как хорошо видят многие, все ближе подводит человечество к критической черте, за которой следует деградация всего живого на Земле.

Подобное отношение человека к реальному миру (природе) наиболее образно видно в искусстве (которое повернулось к себе), особенно в живописи и поэзии. С возникновением абстракционизма художник «ослеп» для внешнего мира. Подобная живопись отказывается изображать предметную реальность, заменяя ее формами и красками. Появляется сорреализм, адресованный к «бессознательному» и «заумная» поэзия (В.Хлебников, А. Крученых и др.), которые еще больше раскрывают сущность отношения человека к реальной действительности. С другой стороны человек по-прежнему стремится «покорять» природу. Например, на исходе 20-го века много пишут и говорят о клонировании и его непредсказуемых последствиях. Опять человек вторгается в тайны собственной природы (самого себя) и стремится управлять ими. «Головокружение» от успехов научно-технической революции и вера в могущество новых технологий, способных решить все человеческие проблемы во многом определило пагубное состояние природной среды во многих районах земного шара.

Однако, следует помнить и о том, что в 90-е гг. текущего столетия произошли радикальные изменения. Они выразились в том, что появились новые технологии, позволяющие создавать глобальную хозяйственную систему и в связи с этим выработать новую концепцию взаимодействия хозяйственной (экономической) деятельности человека и окружающей природы. Сейчас человеческое общество обладает всеми технологиями (например, в области коммуникаций и транспорта и т.д.), какие необходимы для формирования в полной мере глобальной экономики. В данный момент производственные цепочки все больше приобретают глобальный масштаб. В конце XX в. видно, что национальная экономика отдельных стран замещается глобальным хозяйством. Примером является Западная Европа, где серия продолжающихся технологических преобразований привела к разрушению национальных границ и обусловило возникновение одного из образцов глобального хозяйства. Этот пример убеждает в том, что современные технологии не могут принести должной пользы отдельным странам. Несомненно, то, что они порождают интернационализацию хозяйства и воздействуют не только на экономическую, но и политическую жизнь, в отличие от процессов, что произошли в 90-е гг. с бывшим СССР, когда вместо интеграции произошла дифференциация хозяйства страны. Вместе с тем Россия в конце 90-х гг., следуя общей тенденции развития стран мира, стремится включиться в мировое хозяйство. Так, например, Россия и республики бывшего СССР все активнее вступают в деловые отношения с предприятиями, организациями, фирмами и предпринимателями Западной Европы. При этом большое значение в торговых отношениях с западными индустриальными государствами приобретает тема защиты окружающей среды на предприятиях. Она уже заняла ведущее место среди наиболее актуальных проблем современности. Переход стран бывшего социалистического содружества к рыночной экономике не может быть достигнуто исключительно административными методами. Здесь, как отмечают многие, большую роль должны сыграть интернациональные связи между российскими фирмами и предприятиями и западными партнерами. Эти связи должны обеспечить научную и экономическую кооперацию. Направления возможной кооперации чрезвычайно многообразны. Одним из важнейших вариантов является введение на промышленных предприятиях сотрудничавших сторон экологического менеджмента. Под последним понимается организация охраны окружающей среды внутри предприятия(фирмы) во всей ее совокупности, то есть во всех существующих для окружающей среды областях: поставки, расход энергии и сырья, технологический процесс и выпуск продукции, сбыт, транспорт, отходы производства всех видов (от промышленных выбросов до упаковочных материалов).

Экологический менеджмент на предприятии предусматривает осуществление экоаудита. Экоаудит – это объективная, систематическая, документированная и регулярно повторяемая проверка состояния охраны окружающей среды на предприятии. При этом за основу принимается сопоставление ре-

зультатов, достигнутых предприятием, со стоящими перед ним (сформулированными самостоятельно или определенными извне) целями.

Таким образом, на предприятиях создается система экологического менеджмента, независимо, в какой точке планеты они находятся. Тем самым создаются важные предпосылки для непрерывного совершенствования производственного экологического менеджмента на всех предприятиях, которые заинтересованы в совместной работе со странами Европейского Союза (ЕС), а вместе с тем и улучшения экологической ситуации во всем мире. При этом, большое значение имеет то обстоятельство, что современный тип технологического развития привел к радикальному изменению роли экологических проблем. Сегодня технологическая революция и новый, продуманный подход к экологическим проблемам несколько улучшил экологическую обстановку в ряде развитых стран Европы. Здесь сделали разработку и использование природоохранительных технологий одной из наиболее привлекательных сфер инвестирования капитала и знаний. Наряду с этим, в данных странах резко сократили применение невозобновляемых ресурсов и энергоносителей, изменили налоговую политику.

Известно, что 20-й век был столетием производственных отраслей, основанных на использовании естественных ресурсов (нефти, разнообразных руд металлов, зерна и т.д.).

Приходящий 21 век называют эрой новых возможностей. Это будет время расцвета «искусственно» интеллектуальных отраслей(микроэлектроники, биотехнологии, телекоммуникаций, производства компьютеров, роботов, новых материалов и т.д.) Центральным ресурсом 21-го в. станут «знания» и способности человека использовать их. При этом промышленное производство останется не только весьма значимым, но в определенной степени еще более важным, чем когда бы, то ни было ранее. Однако, технологические основы его значительно изменятся. Тревожным является то, что с изменением технологий производства и с появлением новых возможностей в 21 в. могут сохраниться иллюзии от 20-го в., что научно-технический прогресс сможет решить все человеческие проблемы. К числу таких основных проблем, например, относится противоречие между культурой человеческого общества и технологиями, между сегодняшним образом мышления как в отношении оценки состояния окружающей среды, так и взаимоотношений с ней человека.

Литература:

1. Иванов С. Экологические последствия роста населения: глобальный консенсус// Мировая экономика и международные отношения .-1995.-N 10.-С. 108-115
2. Кларк У.К. Управление планетой Земля// В мире науки.-1989.-N 11.-С. 7-15.
3. Котов В., Никитина Е. Экология: кризис защитных механизмов//Pro et Contra.- Осень 1998.-С. 87-98.

ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ РАЙОНА РУДНИКА "ВЕСЕЛЫЙ" В РЕСПУБЛИКЕ АЛТАЙ

В.Е. Кац

Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие "Алтай-Гео"
ТЦ "Алтайгеомониторинг"с.Майма

Рудник "Веселый" является практически единственным горнодобывающим предприятием в Республике Алтай (РА), функционирующим более 50 лет. Он находится в Чойском административном районе, в северо-восточной части Горного Алтая, в междуречье Бии и Катуни, в бассейне р. Саракокша. Исторически сложилось, что жилая зона рабочего поселка Сейка оказалась ниже промышленной зоны, которая включает шахты, отвалы, карьеры, ЗИФ, отстойники, а с 1999 г. опытно-промышленный полигон установки кучного выщелачивания золота.

В настоящий момент хвостохранилища (отстойники) рудника, занимающие площадь около 0,15 км^2, находятся в 0,3 км от жилой застройки. В поселке проживает 1822 человека.

В орографическом плане район рудника представляет собой типичную горно-таежную область и характеризуется расчлененным низко-среднегорным рельефом с абсолютными отметками 500 м в долине рр. Сейки, Синюхи до 800 м на вершинах сопок.

В геологическом строении территории участвуют: в поймах рек – четвертичные аллювиальные пески, галька, галечники, суглинки, илы. Склоны гор в центральной части сложены преимущественно нижнекембрийскими вулканитами основного, среднего и кислого составов, реже песчаниками, известняками и развитыми по ним скарнами, в южной, северной и западной частях площади преобладают гранитоиды саракокшинского плутонического комплекса.

В гидрологическом плане район рудника находится в бассейне рр. Синюхи и Сейки, правых притоков р. Саракокши. Режим рр. Синюхи (площадь водосбора 9,3 км^2) и Сейки (17,5 км^2) неустойчив и зависит от сезона и количества атмосферных осадков. Минимальный расход воды в конце зимы

(3-4 тыс. м^3/сутки), максимальный – в период снеготаяния (100-200 тыс. м^3/сутки). Поймы рек Синюхи и Сейки нарушены в результате дражной эксплуатации золотоносных россыпей.

Подземные воды, распространенные на территории рудника и рабочего поселка, представлены двумя типами. Первый от поверхности (грунтовые воды) современный аллювиальный и верхнечетвертичный-современный водоносный горизонт приурочен к пойменным и надпойменным террасам водотоков. Мощность горизонта 1-5 м, расход воды колеблется от 1 до 5 м^3/час. Воды поровые, безнапорные, залегают на глубине 0,3-4,0 м. Гидравлически связаны с нижележащей водоносной зоной нижнекембрийского возраста. Последняя связана с региональной трещиноватостью среднекембрийских вулканогенных пород и гранитоидов саракокшинского комплекса.

Дебит источников, каптирующих водоносные зоны на отдельных участках рудного поля Синюхинского месторождения (Днепровский, 1990ф) варьирует от 0,002 л/сек до 0,3 л/сек. Весьма редко происходит самоизлив трещинных вод с дебитом до 15 м^3/час.

Рудник отрабатывает Синюхинское скарновое золотосульфидное месторождение в пределах одноименного рудного поля. Руды месторождения представлены скарново-рудными телами, основными минералами которых являются борнит, халькопирит, теннантит, пирротин, пирит, арсенопирит, самородное золото, серебро, висмут, а также их вторичные минералы – малахит, азурит, ковеллин, хризоколла. В рудах и скарнах месторождения установлены следующие элементы-спутники золота - медь, серебро, свинец, цинк, марганец, свинец, никель, кобальт, олово, скандий, галлий, висмут, мышьяк, сурьма, молибден, кадмий, селен и теллур (Вахрушев, 1972; Днепровский, 1990ф).

Отработка месторождения ведется подземным и открытым способами, "пустая" порода складируется в отвалах. Руда дробится, измельчается, обогащается (гравитация, амальгамация, флотация) с получением флотоконцентрата и отвальных хвостов. Отвальные хвосты (пульпа) складируются в секционных хранилищах (отстойниках).

В процессе переработки золотосодержащей руды на ЗИФ используются такие реагенты, как ртуть (металлическая), ксантогенат бутиловый, сосновое масло, полиакриламид, нефтепродукты, сода. Специальных методов очистки сточных вод на фабрике не предусмотрено, они осветляются методом естественного отстоя.

С 1990 г. в РА начинались исследования по оценке экологического состояния окружающей среды.

В 1991 г. ГП "Алтай-Гео" (Кац, 1991ф) по договору с дирекцией рудника "Веселый" проведены геоэкологические исследования в районе рудника и рабочего пос. Сейка. Проведено опробование почв, донных отложений, природных вод и газортутные исследования.

В 1995 г. в районе рудника проведено опробование почв и природных вод в рамках геолого-экологических исследований и картографирования (ГЭИК-1000) территории Республики Алтай (Кац и др., 1996ф).

С 1998 г. в районе рудника, поселка Сейка и на прилегающих площадях (140 км^2) ФГУГП "Алтай-Гео" начаты ГЭИК-100 по федеральной программе с целью оценки экологического состояния геологической среды.

С 1998 г. по федеральной программе ГМГС ТЦ "Алтайгеомониторинг" в районе рудника проводится мониторинг подземных вод.

С 1999 г. на руднике готовится полигон опытно-промышленной эксплуатации установки кучного выщелачивания золота. АРИ "Экология" по договору с дирекцией рудника составлена программа по экологическому мониторингу окружающей среды в районе полигона (опробование почв, снега, поверхностных и подземных вод).

С 1999 г. Томским государственным университетом совместно с ГАГУ начаты исследования по оценке влияния накопителей сточных вод (хвостохранилищ) на объекты окружающей среды (в рамках гранта РФФИ № 98-05-0318). Оценивается состояние экосистем – почвенного покрова, воздушной среды, донных отложений, растительности и животного мира. Как видно из приведенного выше материала, рудник "Веселый" является объектом изучения многочисленных научных и производственных коллективов.

Автором оценивается экологическое состояние геологической и окружающей среды района рудника "Веселый" по материалам ФГУГП "Алтай-Гео" за 1991-1999 г.г.

Состояние воздушной среды. Основным индикатором загрязнения атмосферы является снеговой покров. По результатам опробования снега по ГЭИК-100 установлено, что среднесуточная пылевая нагрузка по территориям рудника и поселка варьирует от 16 до 409 кг/км^2, составляя в среднем по промышленной зоне рудника 32 кг/км^2, по поселку 24 кг/км^2 при средней по РА 12,6 кг/км^2 (Кац, 1999).Таким образом, средний уровень пылевой нагрузки в районе рудника оценивается как фоновый. Повышенный уровень среднесуточной пылевой нагрузки устанавливается в районе ЗИФ (98 кг/км^2) и средний уровень в районе добычного Фаифановского карьера (409 кг/км^2).

По гидрохимическому составу (макрокомпоненты) снеговые воды района рудника подразделяются на два типа: I тип - сульфатно-гидрокарбонатные (гидрокарбонатно-сульфатные) кальциевые, натриево-кальциевые, ультрапресные с минерализацией от 9,3 до 53,6 мг/л (среднее 22 мг/л), и II тип – гидрокарбонатные натриево-кальциевые.

Ореол I типа снеговых вод в пространстве тяготеет к ореолу пылевой нагрузки со среднесуточными значениями, превышающими фоновые по РА. Данный тип вод свидетельствует о наличии в исследуемом районе источника техногенного загрязнения приземной атмосферы. Воды второго типа по гидрохимическому составу отвечают природным, относительно "чистым водам" и распространены в районе посёлка. Повышенные концентрации щелочей, гидрокарбонатов и сульфатов устанавливаются в снеговой воде из района промышленной зоны рудника (ЗИФ, карьеры, отстойники, склад ВВ).

Весьма интересным является факт выявления в снеговых водах аномальных концентраций йода. Ореол его площадью до 5 км^2 с концентрациями от 1,69 до 3,38 мг/л тяготеет к карьеру Фаифановскому, который начал функционировать с 1996 года. По-видимому, при разработке карьера вскрывается зона окисления руд Синюхинского месторождения. По опубликованным данным йод устанавливается в зонах окисления серебросодержащих и сульфидных месторождений, избирательно концентрируясь в минералах свинца, меди, серебра (Трофимов, 1979).

Йод является биогенным элементом, он необходим человеку, однако высокие концентрации его вызывают тяжелые расстройства всего организма ("базедова болезнь").

Состояние почвенного покрова. Почвенный покров является длительным накопителем химических веществ (тяжелых металлов, техногенных радионуклидов), поступающих из почвообразующих пород, атмосферы, и фиксирует, как правило, стабильное многолетнее загрязнение.

Появление *техногенных радионуклидов (ТРН)* в атмосфере и почвенном покрове связано с техногенной деятельностью человека – в результате испытаний ядерных устройств, выбросов радиоактивных отходов предприятий атомной промышленности и ядерной энергетики. Основная доля ТРН в окружающей среде Республики Алтай появилась в результате деятельности Семипалатинского испытательного полигона и ядерных испытаниях в Китае, вблизи озера Лобнор, а также дополнилось глобальными радиоактивными выпадениями в результате аварии на Чернобыльской АЭС.

С 1991 года в Республике Алтай проводятся НИР по изучению последствий ядерных испытаний и антропогенного загрязнения окружающей среды в рамках целевых государственных программ. В результате проведенных работ достоверно установлено, что территория РА неоднократно подвергалась радиоактивному загрязнению со стороны СИП в период испытаний (1949-65 гг.). Предполагается, что по Чойскому району прошли следы как минимум десяти ядерных взрывов периода 1949-1965 гг.

Удельная активность цезия в почвах Чойского района варьирует от 22 до 99 Бк/кг (пос. Сейка), это практически в 3 раза выше фоновых значений по РА (33 Бк/кг). Плотность загрязнения цезием-137 почвенного покрова территории рудника и поселка составляет 131 мКu/км^2, что значительно превышает средний уровень по Западной Сибири (65 мКu/км^2). Исходя из современного уровня загрязнения цезием-137, который составляет примерно 1/2-1/3 от начального уровня, плотность цезия-137 в отдельных очагах могла достигать 0,5-1,5 Ku/км^2. Такой уровень загрязнения цезием-137 мог сформировать дозу внешнего облучения жителей поселка в период испытаний на СИП не менее 1 рад.

Пространственная картина распространения *тяжелометального загрязнения* на исследуемой территории определяется положением промышленной зоны в верховьях р. Синюхи - орографически выше рабочего поселка.

Техногенный ореол тяжелых металлов в почвах (по 176 пробам) по СПЗ 8-32 (низкий-средний уровень загрязнения) прослеживается на расстоянии более 5 км от ЗИФ до южного окончания поселка. При этом в "голове" ореола (ниже ЗИФ и ниже отстойников) величина СПЗ (по 24 элементам) варьирует от 8 до 188, на площади поселка – от 8 до 38.

Состояние донных отложений характеризуется более высоким уровнем загрязнения. Величина СПЗ донных илов увеличивается в ряду вверх от южного края посёлка →территория поселка →ниже отстойников →отстойники →ЗИФ соответственно: 8 → 18 →200 →253 →214.

Загрязнителями почв и донных отложений являются практически все элементы-спутники золота в рудах и вмещающих породах. Наиболее высокие K_c имеют токсиканты в донных илах – меди до 1000 мг/кг, свинец до 200 мг/кг, а также на уровне 2-10 K_c сурьма, висмут, мышьяк, селен, теллур, молибден, олово, ванадий, хром, марганец, никель, таллий, серебро, вольфрам, цинк.

Как отмечалось выше, при извлечении золота на ЗИФ используется ртуть. Она выявляется как в почвах, так и в донных отложениях. Наравне с медью, свинцом, сурьмой, серебром, кадмием она является основным загрязнителем донных отложений и вносит существенный вклад в величину СПЗ. K_c её в ряду ЗИФ → отстойники → ниже отстойников → пойма р. Сейки на территории села → пойма ниже села соответственно составляет: 19→ 9→ 8→ 3→ 0,5. При этом надо отметить, что на отдель-

ных участках пойм р.р. Синюхи и Сейки в пределах поселка устанавливаются локальные аномалии ртути с K_c от 3 до 15.

Высокие концентрации техногенной ртути в почвах хорошо коррелируются с наличием её в почвенном и атмосферном воздухе района установленным при газортутных исследованиях анализатором АГП-01 (176 точек). K_c ртути в почвенном воздухе у ЗИФ составляет 98, в отстойниках 2-3, ниже отстойников 8,5. По результатам съёмки откартирован протяженный атмохимический ореол рассеяния ртути в почвенном воздухе от ЗИФ до южного окончания поселка по K_c=1,5 (фон $0{,}4 \cdot 10^{-4}$ мг/м^3). С ореолом рассеяния ртути пространственно сопряжены интенсивные литогеохимические (технопатогенные) ореолы рассеяния меди, свинца, серебра, золота.

Загрязнение донных отложений по величине "индекса геоаккумуляции" по Г.Мюллеру по меди и ртути оцениваются как средне – сильно загрязненные (класс неблагоприятного и весьма неблагоприятного состояния донных отложений).

Состояние природных вод исследуемой площади оценивалось опробованием реки Синюхи, Сейки и их притоков, а также водозаборных скважин в пос. Сейка.

Подземные воды (водоносная зона нижнекембрийских пород), используемые местным населением в централизованном порядке, по гидрохимическому составу гидрокарбонатные кальциевые, кальциево-магниевые пресные, умеренно жесткие. Из микрокомпонентов устанавливаются алюминий (до 0,18 мг/л), железо (до 0,18 мг/л), марганец (до 0,009 мг/л), цинк (до 0,008 мг/л), кадмий (до 0,002 мг/л), медь (до 0,002 мг/л), свинец (до 0,003 мг/л), никель (до 0,01 мг/л).

Грунтовые воды (современный аллювиальный водоносный горизонт) по составу хлоридно-нитратно-гидрокарбонатные со смешанным катионным составом. Практически во всех пробах из колодцев и родников устанавливаются нитраты от 16,9 до 139,5 мг/л (ПДК 45 мг/л). Населением этот тип вод используется в ограниченном объеме и в основном в хозяйственно-бытовых целях.

Поверхностные воды исследуемой площади являются интегральным индикатором загрязнения от рудника "Веселый". По гидрохимическому типу поверхностные воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые, ультрапресные и умеренно пресные, мягкие. В р. Синюхе, куда сбрасываются сточные воды после отстойника, устанавливаются высокие концентрации взвешенных веществ (до 33 мг/л), ксантогената бутилового (до 0,057 мг/л, ПДК 0,03 мг/л), соснового масла (до 0,27 мг/л, ПДК 0,1 мг/л), кадмия (до 0,001 мг/л), а также нефтепродукты (до 12,2 мг/л). При этом ксантогенат бутиловый в концентрациях выше ПДК установлен в р. Сейка ниже поселка.

Проведенными исследованиями устанавливается значимое воздействие горнодобывающего предприятия рудник "Весёлый" на окружающую среду. Тяжелые металлы-спутники золота выявлены практически во всех изученных экосистемах. Весьма неблагоприятным является факт накопления в донных отложениях р.Синюхи, почвенном покрове и почвенном воздухе ртути, используемой при извлечении золота. Представляется спорным высказанное Г.В.Лариной (Ларина и др., 2000) предположение об отсутствии накопления ртути в донных осадках в районе Сейки. Нашими работами, проведенными ещё в 1991 г. установлено, что накопление есть и существенное.

В свете современных научно-практических исследований экологическое состояние территорий является показателем состояния здоровья населения. В свою очередь экологическое состояние есть интегральная функция природных условий и техногенного воздействия на окружающую среду.

Автором разработан комплексный показатель ($K_п$) оценки благоприятности экологического состояния территорий для проживания населения (Кац, 2000). Он учитывает такие интегральные факторы, как природные условия (климат, ландшафт, почвы, рельеф), качество геологической среды (химический состав геологических формаций, естественные геофизические поля, тектонику и т.п.) и техногенное химическое загрязнение почвенного покрова. По величине $K_п$ в районе рудника и территории пос. Сейка устанавливаются неблагоприятные до критических условия проживания для населения.

Литература

Вахрушев В.А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. – Новосибирск: Наука, 1972.

Днепровский В.Н. Поисково-оценочные работы на восточных участках Синюхинского рудного поля. (Отчет Синюхинской партии за 1985-1990 гг.). –Бийск: Фонды САГРЭ, 1990.

Кац В.Е. Результаты геоэкологических исследований в районе рудника "Веселый". –Майма: Фонды ФГУГП "Алтай-Гео", 1991.

Кац В.Е., Кудрявцева Т.Н. и др. Результаты геоэкологических исследований и картографирования масштаба 1:1000000 территории Алтайского края и Республики Алтай. –Майма: Фонды ФГУГП "Алтай-Гео", 1996.

Кац В.Е. Экологическое состояние окружающей среды Республики Алтай./. Итоги и перспективы геологического изучения Горного Алтая. – Горно-Алтайск: 2000.

Кац В.Е. Комплексный подход и оценка экологического состояния территорий (на примере Республики Алтай./ Экология и рациональное природопользование на рубеже веков. Итоги и перспективы. (Материалы международной конференции) –Томск: 2000.

Ларина Г.В., Строителев А.Д. и др. Количественные показатели загрязнения почвенного покрова и донных отложений в районе функционирования рудника "Веселый" (Республика Алтай)./ Фундаментальные проблемы охраны окружающей среды и экологии природно-территориальных комплексов Западной Сибири (Материалы конференции) –Горно-Алтайск: 2000. С.139

Трофимов Н.Н., Рычков А.И. Геохимические поля элементов широкого рассеяния и поиски глубокозалегающих рудных месторождений. –М.: Недра, 1979.

О СИСТЕМНОМ ПОДХОДЕ В ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Летувнинкас А.И., Летувнинкас В.А.
Томский государственный университет, г. Томск

Сложность геоэкологических исследований связана не только с естественной сложностью их основного объекта – природных и антропогенных ландшафтов, но и с требующейся при их постановке междисциплинарностью подхода. При этом нередко возникают не только терминологические заминки и казусы (типа *экосистема – геосистема – ландшафт*), но и несовпадение методологических подходов в отношении одного и того же предмета исследования. Между тем угрожающая трансформация природных экосистем под действием техногенных факторов и оценка вероятных последствий этого в масштабах от локального до глобального, несомненно, требуют постановки именно комплексных исследований, направленных на глубокое и всестороннее изучение связанных с этим процессов. С другой стороны, это возможно только *с системных геоэкологических позиций*. В связи с этим остановимся на некоторых моментах, связанных с особенностями системного анализа применительно к практике подобных работ.

Система обычно понимается как реальная или мыслимая совокупность частей, целостные свойства которой определяются взаимодействием между ее элементами-частями (Акимова, Хаскин, 1998). Н.Ф.Реймерс (1990) при этом подчеркивает, что система является саморазвивающейся и саморегулирующейся упорядоченной материально-энергетической совокупностью, существующей и управляемой как относительно устойчивое целое за счет взаимодействия, распределения и перераспределения имеющихся, поступающих извне и продуцируемых этой совокупностью веществ, энергии и информации и обеспечивающей преобладание внутренних связей над внешними.

Системно-геоэкологический подход к изучению измененных хозяйственной деятельностью человека экосистем (антропогенных ландшафтов) предполагает и определенную позицию в отношении того, что представляет собой геоэкология как наука. В связи с этим можно вспомнить, что термин ***геоэкология*** в научный оборот был введен в 1939 г. немецким географом К.Тролем взамен им же ранее предложенного термина ***экология ландшафтов***. Основной задачей геоэкологии тогда мыслилось изучение балансов вещества и энергии в исследуемых регионах. В настоящее время задачи геоэкологии существенно расширились. По мнению некоторых географов, геоэкология является составной частью ***социальной экологии*** – системной метанауки об оптимизации взаимодействия общества и природы (В.Д.Комаров). При этом оптимизация понимается как достижение соответствия между прогрессом общественной жизни и эволюцией природной среды.

Таким образом, геоэкология в географии – дисциплина социально-экономической направленности. Биологический аспект изучения природных экосистем здесь сохраняется преимущественно в биогеографии.

На термин ***геоэкология*** настойчиво претендуют и многие геологи. Так, в 1989 г. Е.А.Козловским на XXVIII сессии Международного геологического конгресса в докладе «Геоэкология – новое научное направление» вводится понятие геоэкологической системы в составе *биота + геологическая среда + техногенные и хозяйственные объекты*. Основной задачей геоэкологии считается изучение и оценка изменений геологической среды в результате хозяйственной деятельности человека, которые должны проводиться с учетом неразрывности связей верхних частей литосферы с другими внешними оболочками Земли – атмосферой, биосферой, педосферой и гидросферой. Фактически геоэкологии придается биогеосферное направление.

Позднее К.И.Сычевым (1991 г.) дается определение геоэкологии как междисциплинарной и общепланетарной науки, изучающей закономерные изменения в литосфере, происходящие под действием эндогенных сил Земли при одновременном влиянии атмосферы, гидросферы, биосферы и техносферы, а также воздействие этих изменений на все сферы окружающей среды, в первую очередь на биосферу.

Известны и другие определения и толкования геоэкологии, однако представляется очевидным, что это наука междисциплинарная, изучающая преимущественно состав, структуру, закономерности функционирования и эволюции естественных и антропогенно преобразованных экосистем высоких уровней организации – от ландшафта до биосферы. При этом геоэкология естественным образом использует результаты, а порой и методы практически всех наук о Земле и ее космическом окружении, прежде всего географических, геологических и биологических. Верхняя часть литосферы и связанная с ней экогеологическая проблематика также включаются в круг интересов геоэкологии.

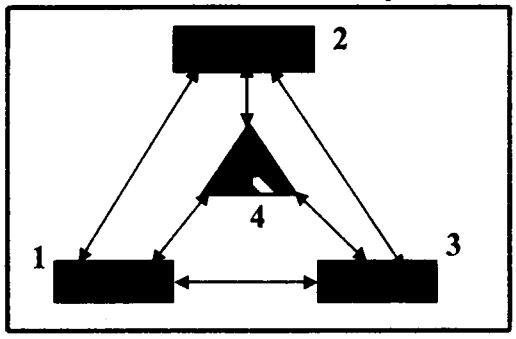


Рис.1. Принципиальная схема изучаемых геоэкологией функциональных связей в геоэкосистеме: *1- литосфера; 2 - атмосфера; 3 - гидросфера; 4 - биота*

В соответствии с этим формулируется и понятие о системно-геоэкологическом подходе при изучении объектов геоэкологии – экосистем высокого уровня организации. При этом естественным кажется, что у специалистов различных направлений в центре внимания оказываются несколько различные аспекты единого комплекса наук о Земле: у биологов – биота, географов – различного уровня ландшафтные системы, геологов – геосферные оболочки Земли. Однако общим правилом остается изучение ***всех функциональных связей между всеми компонентами геоэкосистемы***, как это и показано на рис.1 (а не только связей типа *биоценоз – экотоп*, как это имеет место в классической экологии).

Одним из традиционных объектов изучения геологов является зона гипергенеза – ее состав, структура, типы и содержание протекающих в ней процессов, в том числе и геохимических. Естественным образом в значительной части она совпадает с поверхностью Земли, ее ландшафтной оболочкой и поэтому изучается географами и "ландшафтными" геохимиками. К сожалению, нередко это ведет не столько к суммированию получаемых геологами и географами результатов и взаимному обогащению в соответствии с принципов эмерджентности, сколько к разделу "сфер влияния" и глухой защите от конкурента с его понятийным аппаратом, правилами и законами.

Предмет исследования геоэкологии – функционирование и эволюция экосистем высокого уровня организации, в том числе под воздействием техногенеза и с приоритетной оценкой их комфортности для человека, настолько обширен, что для специалистов узкого профиля может оказаться вообще недоступным. Специалистом-геоэкологом может быть только человек с биосферным типом мышления, работающий на "нейтральной полосе" междисциплинарного научного знания.

Системный подход в геоэкологии естественным образом предполагает знание и использование в практической работе основных свойств природных геосистем. Как известно, все они являются ***открытыми*** и ***динамическими***, активно взаимодействующими и обменивающимися со средой (геосистемой более высокого ранга) веществом, энергией и информацией. Природным геосистемам свойственна ***самоорганизация***, направленная на оптимизацию их состава и структуры сообразно внешним условиям. Для живых существ в природе это реализуется путем естественного отбора.

Саморегуляция в ландшафте осуществляется путем преимущественного использования в его развитии отрицательных обратных связей, ослабляющих в соответствии с принципом Лешателье результат имевшего место взаимодействия между различными компонентами (элементами) и тем самым возвращающих систему в исходное состояние. В качестве примера такой связи в ландшафте А.И.Перельман (1975) приводит влияние накопления растительной массы на кислотно-щелочные условия в почвах и миграцию в связи с этим элементов минерального питания растений: увеличение растительной массы приводит к образованию большого количества гумусовых кислот при разложении растительного опада, что в условиях гумидного климата ведет к снижению pH в почвах и более интенсивному выщелачиванию из нее питательных веществ. Последнее ограничивает дальнейший прирост биомассы и стабилизирует систему *почва – растения*.

Более редкая для ландшафтов положительная обратная связь от отрицательной отличается тем, результат взаимодействия усиливает его, система развивается и все дальше уходит от исходного состояния. Примером такой связи, согласно А.И.Перельману, может быть развитие засоления почв, при котором каждая новая порция поступившей в почву из грунтовых вод соли ухудшает условия

жизни растений, ведет к деградации растительного покрова и тем самым благоприятствует испарению с поверхности почвы новых порций грунтовой воды. Конечный результат – формирование солончака с галофитами, т.е. совершенно другого ландшафта.

Эмерджентность – наличие у системы свойств, не присущих ее подсистемам и блокам, а также сумме элементов, не объединенных системообразующими связями. Краткая формула принципа эмерджентности: *целое больше суммы его частей*. Применительно к ландшафту это можно интерпретировать, например, так: свойства ландшафта не равны сумме свойств составляющих его элементарных ландшафтов и они не выводятся из их свойств. Прежде всего это касается материального баланса в ландшафте и установления функциональных связей между автономными и подчиненными элементарными ландшафтами, которых в принципе не может быть внутри любого отдельно взятого из них.

Принцип необходимого разнообразия элементов утверждает, что система не может состоять из абсолютно идентичных элементов. Другими словами, никакая система не может быть организована из элементов, лишенных индивидуальности. Нижний предел разнообразия – не менее двух элементов, верхний – бесконечность. Любой ландшафт как геосистема по этому показателю ближе к последнему.

Устойчивость и способность природных систем к самосохранению обычно понимается как их способность сохранять свою структуру и функциональные особенности при воздействии внешних факторов. С позиций системного анализа устойчивость определяется степенью преобладания внутренних взаимодействий в динамической системе над внешними. Это в частности означает, что внешнее воздействие на ландшафт, превосходящее энергетику его внутренних взаимодействий, ведет к его необратимым изменениям и гибели (например, при техногенном воздействии). Устойчивость динамической системы тем выше, чем интенсивней проток и преобразование в ней энергии, чем большую внешнюю работу выполняет система. Применительно к ландшафту это можно интерпретировать так: чем выше его биологическая продуктивность. Отсюда – исключительная ранимость ландшафтов (экосистем) Севера, биологическая продуктивность которых на порядки ниже, например, ландшафтов влажных тропиков.

Следует заметить, что отмеченный признак устойчивости экосистем, ориентирующийся на их биопродуктивность, справедлив лишь применительно к природным, не трансформированным техногенезом ландшафтам. Для антропогенных ландшафтов он неприемлем: например, монокультурные агроландшафты, нередко отличающиеся высокой биопродуктивностью, как правило, имеют очень низкую экосистемную устойчивость.

В экосистемном анализе различают *устойчивость локальную,* т.е. способность возвращаться в первоначальное состояние при незначительных нарушениях в системе и *общую* – при значительных нарушениях. Устойчивость биоценозов в сильной степени зависит от среды, в которой они существуют, и их видового состава. Если устойчивость сохраняется в узком диапазоне условий среды и видовых характеристик, *говорят о динамически хрупком* биоценозе. Если биоценоз остается устойчивым в широком диапазоне изменений условий среды и видового состава, его считают *динамически прочным*. В качестве показателей устойчивости биоценозов обычно рассматриваются *число видов, численность и плотность их популяций.*

В целом ряде экологических работ, в том числе и в учебной литературе (Алексеев, 1997), можно встретить утверждение, что *устойчивость экосистем и биосферы в целом напрямую зависит от их биоразнообразия.* Это объясняется тем, что при снижении биоразнообразия происходит разрушение сложившихся экологических связей и деградация природных сообществ, нарушается их гомеостаз, что в конечном итоге ведет к уничтожению экосистем. Близкое по смыслу высказывание содержится и в Конвенции о биологическом разнообразии, принятой на Конференции в Рио-де-Жанейро: «Уменьшение биологического разнообразия происходит в первую очередь из-за деятельности человека и представляет собой серьезную угрозу нашему развитию» (Алексеев, 1997, с.236).

Между тем, такая взаимосвязь не является очевидной. В связи с этим можно вспомнить весьма примечательное высказывание Н.Ф.Реймерса: «В экологии одним из самых запутанных вопросов является соотношение между сложностью (разнообразием видов) и устойчивостью (надежностью) биотических сообществ и экосистем. Предложены сотни моделей математической интерпретации этих зависимостей. Однако многие экологи обращают внимание на отсутствие прямых и постоянных связей между разнообразием и надежностью, включая устойчивость экосистем. ...Сам поиск прямых связей между сложностью экосистемы и ее надежностью кажется данью упрощенному мышлению технократического типа» (Реймерс, 1994, с.122-123). Далее Н.Ф.Реймерсом отмечается, что разнообразие, сложность и другие морфологические черты экосистем имеют неодинаковое значение для их устойчивости и подчинены степени их эволюционной зрелости. В связи с этим им отмечается и такой известный факт, что быстро развивающиеся сравнительно недавно нарушенные экосистемы обычно оказываются надежнее климаксовых из-за повышенной устойчивости к внешним воздействиям.

Неоднозначность соотношения *сложность экосистемы – ее устойчивость* отмечается и А.Г.Карташевым (1998). В частности, иногда наблюдается возрастание устойчивости сообществ по мере уменьшения их сложности, например, леса средней полосы более устойчивы, чем тропические биоценозы. Отмечается тенденция повышения устойчивости сложных, но динамически хрупких сообществ в относительно стабильной среде, тогда как простые и динамически более прочные сообщества более устойчивы в изменяющейся среде.

В заключение момента, касающегося устойчивости экосистем и их биоразнообразия в связи с оценкой благоприятности экологической обстановки, отметим мнение одного из известных специалистов в области биоиндикации и оценки здоровья среды В.М.Захарова (2000). Говоря о важности изучения биоразнообразия для оценки благоприятности экологической обстановки, он пишет «...здесь есть ряд подводных камней, без учета которых может быть получен вывод, прямо противоположный реальной ситуации.

С одной стороны, сохранение прежнего биоразнообразия или даже его возрастание вовсе необязательно является свидетельством экологической безопасности. ...С другой стороны, снижение или изменение биоразнообразия при трансформации местообитания вовсе необязательно является свидетельством появления экологической опасности для проживания живых существ и человека. Любая деятельность человека, связанная с освоением новых территорий (распашка, вырубка, строительство населенного пункта и др.), неизбежно ведет к необратимым изменения биоразнообразия вследствие изменения местообитаний. Все это, представляя реальную угрозу для сохранения прежнего биоразнообразия, вряд ли может служить достаточным основанием для характеристики таких мест как экологически опасных и выделения зон экологического неблагополучия и бедствия. Попытки использования факта изменения прежнего биоразнообразия в качестве критерия выделения таких зон представляются необоснованными» (с.10-12).

Несмотря на отмеченные противоречия в оценке биоразнообразия в качестве критерия экологического благополучия территорий и устойчивости их экосистем, как было показано выше, в *механизме устойчивости природных ландшафтов исключительная роль принадлежит его саморегуляции*, основанной на использовании ландшафтной системой обратных отрицательных связей. С другой стороны, биоразнообразие как фактор устойчивости экосистем тем значительней, чем выше их ранг.

Устойчивость ландшафта не означает его неизменность, постоянство внешнего вида и способов функционирования. Хорошо изучены, например, циклические сезонные изменения в ландшафтах умеренного климатического пояса, где зеленая вегетирующая масса «работает» только в теплую часть года, а зимой все процессы резко ослабляются. Но пока подобные изменения повторяются из года в год, структура ландшафта остается неизменной. Это динамические изменения, подчеркивающие устойчивость ландшафта и его способность, скажем, весной возвращаться к «летнему» виду прошлых лет.

Если на эту особенность функционирования ландшафтов смотреть шире, то следует отметить, что в ландшафтной экологии ей посвящается специальный раздел – *ритмика экосистем*, изучающая их природные изменения, периодически приводящие их в квазиисходное состояние и не образующие заметных устойчивых трендов (Виноградов, 1998). Особый интерес представляют многолетние колебания состояния экосистем, нередко приводящие к значительным изменениям в развитии биоценозов, в том числе их продуктивности.

Наиболее широко известны 11-летние циклы, хорошо прослеживающиеся при специальных исследованиях как на уровне отдельных организмов, так и популяций. Менее изучены 20-23-летние циклы. Однако для ландшафтной экологии, по мнению Б.В.Виноградова (1998), особый интерес представляют субвековые циклы, проявляющиеся на экосистемном уровне. Длительность этих циклов в среднем составляет 30-35 лет. Наиболее полно изучены 35-летние циклы в колебании уровня озер, засоленности почв и продуктивности естественных фитоценозов в Барабинской степи. При этом отмечена определенная инерционность проявления таких циклов – отставание биоценотических изменений от климатических на 5-8 лет. Повышенную опасность для экосистем представляет наложение циклов разной периодичности и разного происхождения, особенно когда это сочетается с антропогенными нагрузками. В последнем случае экосистемные изменения могут принять необратимый характер, как это, например, имело место на Черных землях Калмыкии в 80^{е} годы при перевыпасе пастбищ, приведшем к образованию зоны экологического бедствия.

Принцип эволюции как основа возникновения и существования всех материальных систем. Эволюция с позиций системного анализа состоит в последовательном закреплении таких отклонений от стационарного состояния, при которых проток энергии через систему возрастает. Последний прямо связан с разнообразием входящих в систему элементов: чем их больше, тем выше энергетика системы. Следствием увеличения сложности и разнообразия системы является ускорение ее эволюции, сокращение промежутков времени, соответствующих ступеням развития, равноценным по качествен-

ным сдвигам. В таком саморазвитии ландшафтов как геосистем особую роль нередко играет эволюция растительного покрова и его взаимодействие с абиотическими компонентами ландшафта.

Однако эволюция ландшафта может стимулироваться не только внутренними, но и внешними причинами, например, тектоническими движениями, глобальными климатическими изменениями и т.п. Достаточно вспомнить эпохи оледенения, вызвавшие коренное изменение ландшафтов на огромных территориях в обоих полушариях Земли.

Системообразующий принцип утверждает, что самоподдерживающиеся динамические системы эволюционируют в сторону усложнения их организации и возникновения системной иерархии – образования подсистем в структуре системы. Так, в иерархии геосистем А.Г.Исаченко (Исаченко, Шляпников, 1989) различает три главных уровня. *Нижний, локальный уровень* образуют геосистемы, формирование которых связано с местными факторами локального значения, имеющими небольшой радиус действия, например, с отдельными элементами рельефа – элементарный ландшафт, урочище, местность. *Региональный уровень* геосистем связан с проявлением факторов более широкого радиуса действия: неравномерного по широте распределения на земной поверхности солнечной радиации и особенностей тектонического режима, создающих многообразные структуры земной коры и формы макрорельефа – ландшафты, ландшафтные провинции, области, зоны и др. *Высший, глобальный уровень* иерархии геосистем планеты представлен ландшафтной оболочкой, охватывающей взаимопроникающие и постоянно взаимодействующие тропосферу, гидросферу, верхние слои литосферы и живое вещество. Узловой, ***опорной ступенью в иерархии геосистем является ландшафт*** как территориальная интеграция локальных геосистем (Исаченко, 1976).

Н.Ф.Реймерсом (1994) применительно к экосистемам был сформулирован ***закон внутреннего динамического равновесия:*** *вещество, энергия, информация и динамические качества отдельных природных систем и их иерархии взаимосвязаны настолько, что любое изменение одного из этих показателей вызывает сопутствующие функционально-структурные перемены, сохраняющие общую сумму количественно-энергетических, информационных и динамических качеств систем, где эти изменения происходят, или в их иерархии.* Этот закон является своеобразным экологическим аналогом законов сохранения массы и энергии. Несомненно, многие вытекающие из него моменты лежат в основе формирования и функционирования антропогенных ландшафтов. Н.Ф.Реймерс приводит ряд следствий из этого закона.

1-е следствие. Любое *изменение среды* неизбежно *приводит к развитию природных цепных реакций*, идущих в сторону нейтрализации произведенного изменения или формирования новых природных систем, образование которых при значительных изменениях среды может принять необратимый характер.

2-е следствие. *Взаимодействие* вещественно-энергетических компонентов, информации и динамических качеств систем количественно *нелинейно*, т. е. слабое воздействие или изменение одного из показателей может вызвать сильное отклонение в других, а также во всей системе в целом. В качестве примеров таких «слабых» воздействий можно привести загрязнение атмосферы оксидами серы и азота (малое отклонение от обычного состава атмосферы, если судить по процентному содержанию этих оксидов в воздухе) и связанные с этим кислотные осадки, ведущие к деградации и гибели лесов в Европе и Северной Америке, обезрыбливанию озер Скандинавии (существенное увеличение подвижности токсичного Al при pH < 5,5), деградации кислых лесных и подзолистых почв, т. е. фактически к техногенной трансформации природных ландшафтов.

3-е следствие. *Производимые в крупных экосистемах изменения относительно необратимы – проходя по иерархии экосистем снизу вверх от биогеоценоза (элементарного ландшафта) до биосферы в целом, они меняют глобальные процессы и тем самым переводят их на новый эволюционный уровень.* Например, истребление лесов Амазонии связано с балансом углекислого газа в атмосфере, потеплением климата, усилением аридности в критических зонах планеты, наступлением пустынь и т. д. Н.Ф.Реймерс это иллюстрирует словами «чем больше пустынь мы превратим в цветущие сады, тем больше цветущих садов мы превратим в пустыни».

Прямым следствием закона внутреннего динамического равновесия является более узкий по смыслу ***закон экологической корреляции***: *в экосистемах все входящие в них виды живого и абиотические компоненты функционально соответствуют друг другу.* Выпадение какого-либо элемента системы, например, исчезновение биологического вида, неминуемо ведет к исключению всех тесно связанных с этим элементом системы других ее частей и функциональному изменению всей системы как целого в рамках внутреннего динамического равновесия. Действие этого закона ведет к скачкообразным изменениям экологической устойчивости природных систем, когда при достижении порога изменения функциональной целостности нередко происходит неожиданный срыв – экосистема теряет свойство надежности (рис.2). Например, многократное увеличение концентрации загрязняющего вещества может не приводить к заметным последствиям, но затем ничтожная его добавка ведет к ката-

строфе, когда начинается как бы саморазрушение системы (точка ***B*** на рис.2). Это обстоятельство в значительной степени затрудняет ландшафтно-геохимическое прогнозирование техногенно преобразуемых геосистем и делает результаты такого прогноза ненадежными, вероятностными.

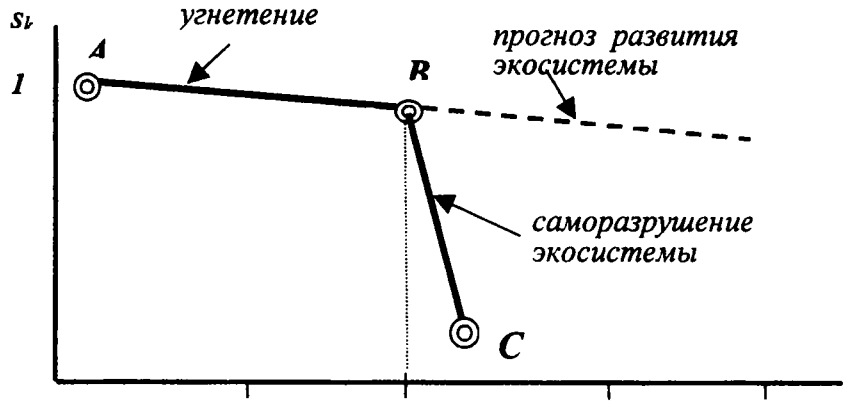


*Рис.2. Логистическое представление зоны экологической корре... I_j – интенсивность воздействия j-фактора; S_k –состояние (стимулус) экосистемы. Стационарному состоянию системы соответствует значение S_k=1 в точке **A**.*

В более общем виде изменения сложной системы во времени под влиянием внешних воздействий нередко представляются с помощью *логистической кривой*, отражающей переход системы от одного устойчивого состояния ***A*** к другому устойчивому состоянию ***B*** (рис.3).

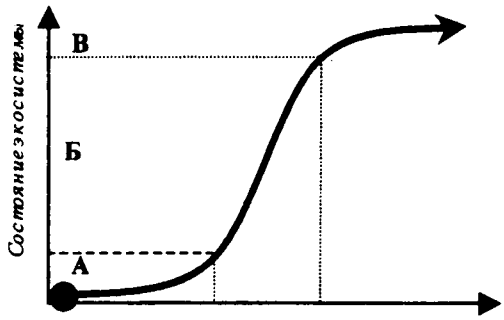


РИС.3. ИЗМЕНЕНИЕ СЛОЖНОЙ СИСТЕМЫ ПОД ВЛИЯНИЕМ ВНЕШНИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ, ПРЕВЫШАЮЩИХ ПРЕДЕЛ ЕЕ УСТОЙЧИВОСТИ:
А – исходное устойчивое состояние системы; Б - переходное состояние; В – новое устойчивое состояние системы.

В числе ***параметров ландшафта*** как геосистемы с позиций системного анализа можно отметить *сложность структуры* и *оценку его относительной организации.* Природные ландшафты относятся к вероятностным системам, т.е. с позиций системного анализа системам неустойчивым, обладающим малой жесткостью и способностью гибко изменять свои состояния в зависимости от внешних факторов. Важной их особенностью является способность к авторегуляции без каких-либо «центральных регуляторов» (типа центральной нервной системы, администрации и т.п.). Тем не менее, А.И.Перельман (1975) природные ландшафты относит к централизованным системам, в которых роль центра выполняют почва и растительность водораздельных участков, т. е. автономных элементарных ландшафтов. Этим природные ландшафты принципиально отличаются от антропогенных, где в качестве структурного центра выступает человек в лице различных управляющих органов.

Естественно, не все протекающие в ландшафтах процессы имеют случайный характер – в этих сложнейших природных системах имеется немало и детерминированных процессов, например, формирование в естественных условиях в лесных ландшафтах на силикатных и алюмосиликатных породах кислых почв. Это жесткий закон, проявляющийся всегда и везде, во всех климатических зонах. Однако в этой же ландшафтной зоне городские почвы нередко ощелачиваются вплоть до pH...7-8.

Одним из наиболее широко распространенных и опасных типов техногенного загрязнения антропогенных ландшафтов и отдельных их компонентов является химическое загрязнение. Его особая опасность связана с тем, что при этом в первую очередь обычно загрязняются почвы – структурный и функциональный центр ландшафта, что резко снижает его общую устойчивость. В частности, установлено, что относительная опасность загрязнения почв биохимически активными веществами возрастает при утяжелении механического состава и уменьшении коэффициента увлажнения почв (Глазовская, 1988). Однако эта общая тенденция в условиях активного проявления техногенеза может

изменяться. Например, для городских почв Томска типичны одновременно развивающиеся процессы ощелачивания (выпадение богатых кальцием аэрозолей) и оглеения (процессы подтопления городской территории), что сопровождается снижением миграционной способности ряда химических элементов (V, Cr, Pb, As, Co, Zn, Cu) и уменьшением скорости химической и микробиологической деструкции нефтепродуктов – типичного загрязнителя городских территорий. Кстати, это неплохой пример действия обратной положительной связи для почвенной экосистемы, когда процессы подтопления, с одной стороны, и загрязнения нефтепродуктами, с другой, взаимно усиливают друг друга, вызывая оглеение почв. В условиях нейтральной – слабо щелочной среды это стимулирует процессы кольматации, снижающей проницаемость грунтов и усиливающей отрицательный эффект подтопления.

Таков далеко неполный перечень системных правил и законов функционирования природных геосистем, учет которых необходим при проведении любых геоэкологических исследований, особенно направленных на выявление последствий техногенного воздействия на их отдельные компоненты. Тем более это относится к прогнозированию развития экосистем в условиях техногенеза. Естественно, последнее должно учитывать не только известные системные законы функционирования экосистем, но и особенности их проявления в антропогенных ландшафтах, в частности, существенное изменение условий миграции химических элементов и появление особых его форм, не свойственных природным ландшафтам (техногенная миграция).

Так, в промышленных ландшафтах резко возрастает роль аэрогенного переноса огромного количества токсичных элементов и соединений (тяжелые металлы, оксиды S, N, C, фенолы, углеводороды и др.), оказывающих воздействие на все компоненты природных экосистем, в том числе особо негативное на биоту. Сокращение биологической продуктивности в таких ландшафтах подавляет процессы биогеохимической миграции, резко снижает буферность и устойчивость соответствующих экосистем, в энергетике которых все более превалирует техногенная компонента. В «энергетической» классификации экосистем Ю.Одума (1986) они неуклонно смещаются в сторону экосистем, «движимых Солнцем и субсидируемых человеком» или полностью движимых топливом (индустриально-городские экосистемы). С позиций системного анализа происходящих в таких экосистемах процессов следует отметить резкое ослабление обратных связей, ответственных за сохранение квазистационарного состояния их природных аналогов. Информационные каналы здесь приобретают свойства «полупроводников»: управляющий такой системой центр (человек) игнорирует сигналы об ее отклонении от квазистационарного состояния и система не может реагировать на это в соответствии с принципом Лешателье. Рационально-вероятностный с позиций эволюции характер развития экосистемы сменяется нередко разрушительным для нее планово-детерминированным.

Характерная черта большинства антропогенных ландшафтов – энергетичсский и материальный паразитизм в отношении их окружения. Здесь важны два аспекта: 1) антропогенные ландшафты для заданного их «центром» функционирования должны дополнительно к солнечной получать энергию из других источников, в том числе нередко в виде значительных масс органического вещества (продуктов питания или топлива); 2) они не способны самостоятельно эффективно утилизировать возникающие при их функционировании отходы, которые обычно рассеиваются в окружающем пространстве, загрязняя его. Особенно наглядно это проявляется в отношении города. Если ориентироваться на приводимые В.В.Владимировым (1999) данные и дополнительно ввести понятие показателя дефицита (отношение количества необходимой для покрытия дефицита территории на территорию города-«потребителя»), для индустриального города с населением в 1 млн. человек получается картина, отраженная в таблице – самым дефицитным ресурсом оказывается атмосферный воздух, показатель дефицита водных ресурсов приблизительно в три раза, а пищевых продуктов в 10 раз ниже.

Ресурс	Показатель дефицита
Атмосферный воздух	275
Вода	87,5
Пищевые продукты	27,5
Строительные материалы	2,25

Многие антропогенные ландшафты представляют собой в высокой степени детерминированные экосистемы с ограниченными возможностями саморегулирования, что требует, с одной стороны, постоянного участия в поддержании их развития человека, с другой, - нередко весьма значительных связанных с этим энергетических (и экономических) затрат. Будучи предоставленными сами себе, они обычно «дичают» и рано или поздно, с той или иной скоростью, через ряд промежуточных состояний возвращаются к своему естественному исходному виду или образуют новый тип ландшафта, близкого к известному в аналогичных условиях естественному.

Алексеев С.В. Экология: Учебное пособие для учащихся 9 кл. общеобразовательных учреждений разных видов. – СПб.: СМИО Пресс, 1997. – 320 с.
Акимова Т.А., Хаскин В.В. Экология: Учебник для вузов. – М.: ЮНИТИ, 1998. – 455 с.
Виноградов Б.В. Основы ландшафтной экологии. – М.: ГЕОС, 1998. – 418 с.
Владимиров В.В. Урбоэкология: Курс лекций. – М.: Изд-во МНЭПУ, 1999. – 204 с.
Геохимия окружающей среды. – М.: Недра, 1990. – 335 с.
Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. – М.: Высш. шк., 1988.– 328 с.
Захаров В.М. Здоровье среды: концепция. – М.: Центр экологической политики России, 2000. – 30 с.
Исаченко А.Г. Прикладное ландшафтоведение. Ч.1. – Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1976. – 152 с.
Исаченко А.Г., Шляпников А.А. Природа мира: Ландшафты. – М.: Мысль, 1989. – 504 с.
Карташев А.Г. Введение в экологию: Учебное пособие. – Томск: Водолей, 1998. – 384 с.
Одум Ю. Экология. – Пер. с англ. М.: Мир, 1986. – Т.1, 328 с.; Т.2. 376 с.
Перельман А.И. Геохимия ландшафта: Учеб. пособие для студентов географ. и геолог. специальностей ун-тов – М.: Высш. шк., 1975. – 342 с.
Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта: Учебное пособие. – М.: Астрея-2000, 1999. – 768 с.
Реймерс Н.Ф. Природопользование: Словарь-справочник. – М.: Мысль, 1990. – 637 с.
Реймерс Н.Ф. Экология (теория, законы, правила, принципы и гипотезы). – М.: Журнал «Россия Молодая», 1994. – 367 с.
Сергеев М.Г. Экология антропогенных ландшафтов: Учебное пособие. – Новосибирск: Изд-во Новосиб. ун-та, 1997. – 151 с.
Экогеохимия городских ландшафтов / Под ред. Н.С.Касимова, – М.: Изд-во МГУ, 1995. – 336 с.
Экологические функции литосферы / В.Т.Трофимов, Д.Г.Зилинг, Т.А.Барабошкина и др. Под ред. В.Т.Трофимова. – М.: Изд-во МГУ, 2000. – 432 с.

СВИНЕЦ В ПРИРОДНОЙ СРЕДЕ И НА ТЕРРИТОРИИ Г.ТОМСКА

В.А.Летувнинкас
Томский государственный университет, г. Томск

Среди опасных продуктов техногенного загрязнения экосферы особое место принадлежит свинцу. С одной стороны, это спутник современной цивилизации, с другой – опасный политропный яд. Несмотря на предпринимаемые в разных странах меры, опасность свинцового загрязнения для них по-прежнему остается реальной.

Биосфера Земли, частью которой является человек, прошла длительный и сложный путь развития. При этом со временем направленно изменялся состав земных оболочек – литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы. Одним из следствий их длительной эволюции явилось формирование естественных циклов миграции химических элементов, включая и экотоксичные (свинец, ртуть, мышьяк, кадмий и др.). Проявляясь многократно в течение многих миллионов лет
они привели к тому, что в различных оболочках планеты, вовлеченных в этот процесс, установилось относительно постоянное содержание химических элементов. Не является исключением и свинец. Некоторые цифры, характеризующие природную дифференциацию свинца, приведены в таблице.

В земной коре наиболее богаты свинцом граниты и глинистые сланцы (19-20 мг/кг). Среди последних максимальным содержанием свинца отличаются обогащенные органическим углеродом черные сланцы – 26 мг/кг. Базальты, песчаники и карбонатные породы содержат мало свинца – в среднем в 2-2,5 раза ниже кларка земной коры.

Существенно обогащены свинцом современные глинистые осадки пресных водоемов и глубоководные глины – соответственно в 1,9 и 5 раз. Еще резче это выражено в составе океанической взвеси – коэффициент обогащения относительно кларка земной коры составляет 12,5. Причина этого состоит в том, что глинистые минералы, составляющие основу этих сред, хорошо сорбируют свинец, тем самым участвуя в очистке природных вод и естественной утилизации этого токсичного химического элемента.

Таблица. Концентрация свинца в различных природных образованиях экосферы

Объекты	*мг/кг*
Кларк в земной коре[1]	16
Породы базитового состава [3]	6
Граниты [3]	19
Глинистые сланцы [3]	20
Черные сланцы [6]	26
Песчаники [3]	7
Карбонатные породы [3]	9
Донные отложения пресных водоемов [3]	31
Глубоководные глины [3]	80
Почвы мира, *А.П.Виноградов,*1962 [3]	10
Г.Боуэн, 1979 [3]	35
А.Кабата-Пендиас, 1986 [3]	25
Подзолистые почвы б.СССР [1]	11,5
Серые лесные почвы б.СССР [1]	12,5
Черноземы б.СССР [1]	13,2
Почвы США [2]	16
Океаническая взвесь [3]	200
Наземные растения [3]	2,7
Морские растения [3]	8,4
Наземные животные [3]	2.0
Морские животные [3]	0,5
	мкг/м^3
Воздух заповедников б.СССР [3]	0,006
Пригородный фон [3]	0,3
Воздух промышленных городов [3]	3,0
	мкг/л
Подземные воды зоны гипергенеза [3]	2,2
Подземные воды областей засоления [3]	5,3
Подземные воды степей умеренного пояса [3]	3,0
Подземные воды умеренно-влажной зоны [3]	1,9

Важным звеном природной миграции химических элементов являются биогеохимические процессы, в основе которых находится жизнедеятельность микроорганизмов, растений и животных. Как видно из таблицы, растения и животные слабо накапливают свинец как токсичный, не биофильный элемент. Будучи частью естественных миграционных потоков вещества, живые организмы в прошлом всегда оказывались приспособленными как к их составу, так и интенсивности проявления. Такое естественное равновесие оказалось нарушенным техногенезом, когда в результате бурного развития производства и роста его энерговооруженности, а также развития химической промышленности и других процессов поступление в природную среду многих экотоксичных металлов и их соединений резко возросло.

В сводке по экологической геохимии элементов В.В.Иванова (1996) в этом отношении по свинцу указывается, что в промежуток времени между 20-ми и 60-ми годами за счет выбросов продуктов сгорания этилированного бензина в атмосферу Земли попало 2,6 млн. т свинца. Надо полагать, что в последующие 40 лет эта цифра была по меньшей мере в 2 раза больше. В настоящее время ежегодный выброс свинца в мире в связи с работой автотранспорта составляет порядка 260 тыс. т (в том числе 240 тыс. т в Северном полушарии), с металлургическими предприятиями – 90 тыс. т и предприятиями энергетики – 30 тыс. т. По имеющимся оценкам, например, на 1 км основных автомагистралей Московской области выброс свинца составляет 1,12 т/год.

Результатом столь мощной техногенной эмиссии явился повсеместный рост концентраций свинца в большинстве изученных природных объектов. Так, атмосферные аэрозоли в 70-х годах в Северном полушарии в среднем содержали 30 *нг/м*^{3} свинца, а в Южном – только 3 *нг/м*^{3}, что вполне соответствует приведенным выше цифрам по автотранспортным выбросам – 240 и 20 тыс. т соответ-

ственно. В ледниках Центральной Европы за 100 лет концентрация свинца выросла в 15 раз, в Гренландии – в 2,5 раза. Общий рост концентрации свинца в окружающей среде за последние 100-150 лет составил около 10000 раз (Иванов, 1996). Оценка концентрации свинца в почвах мира, выполненная в разные годы, также подтверждает тенденцию накопления свинца в экосфере (см. табл.).

В подобных условиях при рассмотрении современного баланса химических элементов на поверхности Земли, естественно, возникает вопрос о соотношении доли их природных и техногенных источников. Как известно, свинец имеет много путей естественного поступления на поверхность Земли: выветривание горных пород, вынос на дно Мирового океана гидротермами, обогащение аэрозолей атмосферы в результате жизнедеятельности растений и микроорганизмов, вулканические эманации и схлопывание при морских волнениях газовых пузырьков, сорбировавших металлы водными пленками.

Согласно В.В.Добровольскому (1998), миграция свинца в биосфере имеет циклический характер и осуществляется в водорастворимых и газообразных формах, а также в форме, связанной с твердой фазой. Главными источниками связанных с твердой фазой форм являются педосфера и рыхлые продукты выветривания. Перенос их в океан происходит преимущественно с речным стоком и отчасти через атмосферу. В массообмене континентов с атмосферой участвует от 100 до 300 тыс. т/год металла в формах, связанных с твердой фазой, включая 30 тыс. т, выносимых с тонким вулканическим пеплом. Из тропосферы на континенты ежегодно осаждается также 100-300 тыс. т растворенных форм свинца, в том числе 40-120 тыс. т выделенных из океана и перенесенных воздушными массами океанического происхождения, около 2 тыс. т вынесенных с вулканическими газами и 10 тыс. т с поступающими от растительности эманациями. Общее количество ежегодно выносимого в Мировой океан свинца составляет 430-650 тыс. т (Иванов, 1996).

Поступление свинца от природных источников представляет собой закономерный и неизбежный процесс, постоянно происходящий в природе и не причиняющий ей вреда. Однако под влиянием техногенеза этот процесс испытывает существенную деформацию, в результате которой установившийся природный баланс нарушается. Так, по данным В.С.Савенко (1991) для ряда металлов их антропогенное поступление в окружающую природную среду уже превышает природное: для ванадия в 2,6 раза, мышьяка в 5, цинка в 5,5, свинца в 16, сурьмы в 34 раза. Ввиду слабого участия большинства из них в биологическом круговороте вещества они неуклонно накапливаются в окружающей среде, создавая прямую угрозу естественной эволюции жизни и существованию человека. С учетом того, что не менее ¾ общего объема поступающих в окружающую среду загрязнений, первоначально «производится» в городах и связанной с ними инфраструктуре, нетрудно представить себе, какими мощными центрами загрязнения биосферы они выступают.

Главным нестационарным источником городских загрязнений свинцом является автомобильный транспорт. Общее поступление от него свинца в атмосферу на территории России в 1995 г. оценивалось величиной около 4 тыс. т (для сравнения – в США около 100 тыс. т). Наибольшие абсолютные выбросы свинца отмечались в Уральском, Поволжском и Западно-Сибирском регионах. Существенными источниками загрязнения окружающей среды являются также авиация и ракетно-космическая техника, выбрасывающие в атмосферу около 400 тонн свинца. В водно-болотные угодья страны ежегодно попадает до 1400 тонн свинцовой охотничьей дроби. Всего с нестационарными источниками связано попадание в природную среду до 66.8 тыс. т свинца (включая неутилизированные аккумуляторы).

Основной вклад в загрязнение воздушного бассейна России стационарными источниками вносят предприятия цветной металлургии (660 т/год). Еще 400 тонн свинца в год выбрасывается в атмосферу при сжигании топлива (угля, газа, нефти) на энергетических установках, 100-200 тонн стекольным производством и до 150 тонн оборонной промышленностью. Общее количество свинца в образующихся на территории России отходах превышает 1,86 млн. т. По имеющимся оценкам ежегодно на ее территории с атмосферными осадками выпадает около 30 тыс. т свинца, из которых 17 тыс. т приходится на естественные фоновые выпадения, 6 тыс. т на трансграничный перенос и около 7 тыс. т на российские источники.

В настоящее время большая часть территории России испытывает нагрузку от выпадений свинца, превышающую критическую для нормального функционирования экосистем. В десятках городов концентрации свинца в воздухе и почве превышают ПДК. По общему количеству выбрасываемых в атмосферу загрязняющих веществ (около 200 кг/год на одного жителя) Томск является типичным городом России. Среднегородское поступление пыли на снеговой покров составляет почти 200 т/км^2 в год, что дает около 22 кг/км^2 (22 мг/м^2) свинца в год. Уместно отметить, что в 80-х годах по данным томских гигиенистов (В.В.Байковский) средний приток свинца на снеговой покров на территории г. Томска составлял (10,9±1,3) мг/м^2 в год (Иванов, 1996), т.е. практически в 2 раза меньше. Для большинства территорий России приток свинца на снеговой покров оценивается цифрами от 0,5 до 20

кг/км^2. Умеренным уровнем свинцовых нагрузок для внегородских территорий в России считается 1-3, повышенным – 3-5 кг/км^2 в год. Таким образом, Томск в целом – типичная свинцовая аномалия, ядро которой смещено к северной части города, где приток свинца примерно в два раза превышает среднегородской и на порядок выше, чем в южной части города.

Концентрация свинца в центральной и северной частях города более, чем в 2 раза превышает ее в южной. Особенно по этому показателю выделяются пл. Ленина и долина Ушайки (выше, чем в южной соответственно в 4,9 и в 6 раз). В среднем по Томску в зимнее время приток на снег металлов превышает фоновый почти в 1500 раз, а в северной части города – почти в 3000 раз (Летувнинкас, 1997).

Геохимия окружающей среды / Ю.Е.Сает, Б.А.Ревич, Е.П.Янин и др. - М.: Недра, 1990. - 335 с.

Добровольский В.В. Основы биогеохимии: Учебное пособие.– М.: Высш. шк., 1998. – 413 с.

Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов: Справочник. В 6 кн. / Под ред. Э.К.Буренкова. – М.: Недра, 1996. – Кн.3: Редкие *p*-элементы. – 352 с.

Летувнинкас А.И. Геохимические аспекты экологии города: Методические материалы IV международной конференции учащихся и учителей средних школ «Экология и человек», 20-22 марта 1997г., г.Томск. – Томск: Томский гос. ун-т, 1997. - 77 с.

Савенко В.С. Природные и антропогенные источники загрязнения атмосферы. – М.: ВИНИТИ,1991. – 212 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. – Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. – 304 с.

МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ЭКОГЕОХИМИЧЕСКИХ РАБОТ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СНЕГОВОГО ПОКРОВА

А.И.Летувнинкас, А.И.Петров
Томский государственный университет, г. Томск

Технократическое развитие цивилизации в последней четверти текущего столетия привело к резкому росту техногенного давления на природную среду и породило ряд имеющих тенденцию обострения экологических проблем, начиная от явных признаков надвигающегося глобального экологического кризиса до региональных и местных, проявляющихся в форме зон повышенного техногенного загрязнения различных компонентов природной среды, зон экологического бедствия и экологических катастроф.

Оценивая сложившуюся в мире ситуацию с геохимических позиций, можно уверенно констатировать, что уже произошло изменение основных характеристик и структуры сложившегося в ходе эволюции планеты и ее внешних оболочек глобального геохимического поля. В числе важнейших экологического содержания характеристик последнего находится и изменение геохимического фона для ряда химических элементов и их соединений, в первую очередь обладающих повышенной техногенной эмиссией и являющихся экотоксичными. В этих условиях актуальной стала задача выявления и картографирования техногенных геохимических полей независимо от того, в какой части экосферы они проявляются. Особую актуальность при этом приобрели экогеохимические исследования, направленные на решение двух сопряженных задач экомониторинга:

- выявление общих характеристик и структуры геохимического поля в таких традиционных для прикладной геохимии средах как рыхлые отложения в зоне гипергенеза и гидросфера. При этом в большинстве случаев геохимическими методами фиксируется наличие и пространственное положение уже существующих в различных компонентах природной среды аномальных геохимических полей, которые благодаря этому получают ***объективную*** (и это чрезвычайно важно!) санитарно-гигиеническую и экологическую оценку;
- оценка динамики развития техногенного загрязнения аэрогенной природы, когда миграция токсичных продуктов техногенеза осуществляется воздушным путем, а их депонентами являются почвы, снеговой покров или растительность.

Разработанная специалистами ИМГРЭ методика экогеохимических работ обоснована в монографии (Геохимия..., 1990) и изложена в ряде специальных руководств (Методические..., 1985; Требования..., 1990; и др.). В связи с тем, что важнейшей жизнеобеспечивающей средой является при-

земный слой атмосферы, значительная часть этих исследований направлена на оценку ее состояния косвенными экогеохимическими методами. При этом специалисты исходят из того, что существует прямая корреляционная зависимость между уровнем накопления техногенных компонентов (прежде всего пылевых частиц и содержащихся в них тяжелых металлов) в снеговом покрове как депонирующей среде и приземном слое воздуха как среде их транспортирующей. В принципе, это и является методической основой экогеохимических оценок состояния приземного воздуха в зависимости от уровня техногенного загрязнения смежной депонирующей среды – снегового покрова.

Достаточно большим объемом экогеохимических исследований в условиях городских территорий показано, что при этом имеется прямая зависимость между уровнем загрязнения снегового покрова тяжелыми металлами и концентрацией в приземном слое воздуха приоритетных загрязняющих веществ – оксидов углерода, серы и азота. Возможность достижения при таких исследованиях и сравнимых затратах значительно большей пространственной разрешающей способности при картографировании снегового покрова в сравнении с прямыми наблюдениями за составом приземного слоя воздуха является важным моментом в пользу широкого внедрения в практику экологического мониторинга именно первого варианта работ. Целесообразность использования этой методики и достоверность получаемых при этом результатов подтверждены широкой практикой применения метода в различных регионах страны.

Вместе с тем совершенно очевидно, что такое соответствие интегральных уровней техногенного загрязнения в системе *приземная атмосфера* – *снеговой покров* достигается только при определенных условиях, отклонение от которых при развитии загрязнения может привести к серьезным ошибкам как при проведении экогеохимических работ, так и особенно при интерпретации их результатов. Некоторые из связанных с этим моментов были рассмотрены в одной из недавних публикаций (Летувнинкас и др., 2000). Здесь подробнее остановимся только на двух из них – степени пространственной вариабельности влагонакопления в снеговом покрове и возможности миграции химических элементов из загрязненных почв в лежащий на них снеговой покров.

В прикладных экогеохимических исследованиях "по умолчанию" предполагается, что снеговой покров является практически идеальной депонирующей средой для аэрогенных выпадений различной природы. Несомненно, снеговой покров в условиях Сибири с ее долгой зимой для экогеохимика – находка и источник ценнейшей информации. С одной стороны, по величине пылевой нагрузки и концентрации тяжелых металлов в снеговой пыли в соответствии с ориентировочной шкалой аэрогенных очагов загрязнения можно судить о санитарно-гигиеническом состоянии приземного слоя атмосферы (Геохимия..., 1990), с другой, – по величине суммарного показателя общей нагрузки токсичных элементов – об опасности воздействия аэрогенных выпадений на различные компоненты природных ландшафтов (Летувнинкас, 1996). Однако в соответствии с принятой в экогеохимии методикой расчета суммарного показателя общей нагрузки загрязнителей на депонирующую среду последний прямо зависит от величины пылевой нагрузки, так как:

$$Z_p = \sum_{i=1}^{n} K_p - (n-1) \qquad (1)$$

$$K_p^{\,i} = P^i / P_\phi^{\,i} \qquad (2)$$

$$P^i = C^i \cdot P_n \qquad (3)$$

где n - общее число учитываемых показателем компонентов, имеющих $K_p>1$; K_p - частные значения коэффициентов общей нагрузки каждого из n компонентов-загрязнителей; P^i - общая нагрузка элемента i, мг/м^2 в сутки; $P_\phi^{\,i}$ – общая нагрузка элемента i на фоновом участке, мг/м^2 в сутки; C^i - концентрация элемента i в снеговой пыли, мг/кг; P_n - пылевая нагрузка, мг/м^2 в сутки.

Таким образом, санитарно-гигиенические и ландшафтно-геохимические оценки состояния природной среды прямо зависят от величины пылевой нагрузки, количества депонированных снеговым покровом пылевых выпадений из атмосферы. Между тем, для снегового покрова свойственно пространственное изменение такого его параметра как мощность, связанное с формированием, с одной стороны, надувов и сугробов, с другой – участков с резко пониженной мощностью, вплоть до практически полного отсутствия снега. И то и другое обусловлено перераспределением запасов снега в процессе метелевого переноса и тесно связано с микрорельефом местности, характером ее поверхности, структурой и динамикой приземных воздушных потоков.

Инструментальные наблюдения за параметрами снегового покрова на Лучановском стационаре (Томский район) Томского госуниверситета с 1982 по 2000 гг. показали, что более равномерно снег залегает в лесу, а на пашне – весьма неравномерно (Евсеева и др., 1996). Коэффициент вариации высот снегового покрова в лесу изменяется в пределах 13-20 %, а на пашне – от 45 до 134 %. Боль-

ше всего на пашне снега накапливается в западинах и на нижних частях склонов (до 187 см), меньше всего – на верхних частях склонов (особенно южных) и на микроводоразделах (0 - 40 см). Отмеченные закономерности из года в год повторяются, несмотря на значительную временную вариабельность общей высоты снегового покрова. Более контрастно распределение запасов снега в малоснежные зимы.

Одной из основных причин неравномерного залегания снегового покрова является метелевый перенос – горизонтальное перемещение рыхлого снега ветром с образованием надувов и сугробов. Как показали исследования на Лучановском стационаре, критическими для начала переноса снега являются скорости ветра 3-6 м/с на высоте 20 см от его поверхности. На Томь-Яйском междуречье средние скорости ветра зимой составляют 2-9 м/с, а на открытых местах (в том числе и в районе Лучановского стационара) повторяемость скоростей ветров 6 м/с и более достигает 57 %. На пашне на высоте 1 м над поверхностью снега порывы ветра здесь нередко достигают 15-23 м/с. При этом в снегоперенос вовлекаются частицы почвы диаметром до 1-1,5 мм. С учетом того, что среднее число дней с метелью за период с октября по апрель здесь достигает 80, а их суммарная продолжительность превышает 670 часов, можно полагать, что горизонтальный перенос снега в формировании его запасов может иметь весьма существенное значение.

Неравномерность накопления снега в зависимости от микрорельефа местности и характера ее поверхности находит отражение не только в высоте снегового покрова, но и в запасах воды. Коэффициент вариации снегозапасов на пашне колеблется в пределах 45-90 %, а в лесных массивах он составляет только 13-20 %.

Близкие результаты были получены при изучении перераспределения снега внутри ландшафта на Центрально-Мещерском стационаре учеными МГУ (Дьяконов и др., 1993). В частности, ими отмечено, что пространственная изменчивость характеристик снегового покрова (высоты снега и запасов влаги) резко возрастает в переходные периоды от осени к зиме и от зимы к весне, когда коэффициенты вариации достигают 24-39 %.

Отмеченная особенность снегонакопления по вполне понятным причинам еще более резко должна проявляться для условий города. Естественно, внимательность и опыт при отборе снеговых проб, использование метода "конверта" позволяют в некоторой степени сгладить ее, но полностью исключить невозможно. Между тем, методические приемы учета природной вариабельности мощности снегового покрова при проведении экогеохимических исследований не разработаны, что, естественно, негативно отражается на их результатах, так как такие показатели интенсивности загрязнения снегового покрова, как его запыленность, общая нагрузка отдельных поллютантов и суммарный показатель общей нагрузки прямо связаны с латеральным перераспределением запасов снега (и, естественно, заключенных в нем аэрозолей) на изучаемой территории.

Снеговой покров как депонирующая среда в экогеохимических исследованиях опять же "по умолчанию" представляется как абсолютно инертное образование, не участвующее в обмене веществом с подстилающими почвами или грунтами. Между тем известен вариант геохимических поисков рудных месторождений, основанный на изучении особенностей химического состава снегового покрова исследуемых территорий (Левинсон, 1976). Метод основан на том, что при наличии достаточно длительное время (не менее 3-4 месяцев) действующего однонаправленного температурного градиента часть химических элементов, подвижных в жидкой фазе воды в мерзлых грунтах, мигрирует из них в снеговой покров и накапливается там в ощутимых количествах, "перенося" в него и структуру геохимического поля подстилающих горных пород и рыхлых образований. Механизм такой миграции металлов связывается с действующим в мерзлых грунтах "поршневым эффектом", физический смысл которого детально не раскрывается.

Специально проведенными исследованиями В.И.Федосеевой (2000) показано, что в перераспределении растворимых веществ в системе *субстрат* – *снеговой покров* в качестве среды миграции важную роль играет жидкоподобная пленка воды, в реальных условиях всегда присутствующая в мерзлых грунтах на поверхности минеральных зерен и поверхности кристаллов льда в снеговом покрове. Миграция химических элементов при этом осуществляется путем диффузии из более холодных частей системы в более теплые. Дополнительную роль играет влажность воздушного порового пространства и ее динамика, приводящая к появлению "осеннего" и "весеннего" максимумов минерализации в слое снега, контактирующего с почвой.

По данным В.И.Федосеевой, следствием этого могут быть существенные искажения в определении параметров техногенного загрязнения: от 4 до 50 % на участках с весьма слабым техногенным воздействием и от 8 до 25 раз на городских территориях, испытывающих достаточно сильное техногенное давление. В соответствии с этим для экогеохимических оценок техногенного загрязнения из рассмотрения рекомендуется исключать нижний контактирующий с почвой слой снега толщиной

максимально до 10 см. Естественно, при этом должна вводиться поправка и на продолжительность формирования опробованного слоя снега.

Рассмотренные методические аспекты экогеохимических работ, по мнению авторов, свидетельствуют о том, что последние должны характеризоваться не только количественными показателями (сколько проб отобрано и какая территория изучена), но и определенным прогрессом в их методическом обеспечении, основанном, прежде всего, на уже известных геохимических закономерностях миграции химических элементов в зоне гипергенеза и структуры образуемых ими геохимических полей. Как это видно из приведенных примеров, не менее важным может оказаться также учет временной и пространственной динамики особенностей формирования опробуемых депонирующих сред.

Работа выполнена при финансовой поддержке Научной программы министерства образования Российской Федерации и Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова «Фундаментальные исследования Высшей школы в области естественных и гуманитарных наук. Университеты России». Код проекта 015.0807.23.

Литература

Геохимия окружающей среды / Ю.Е.Сает, Б.А.Ревич, Е.П.Янин и др. - М.: Недра, 1990. - 335 с.

Дьяконов К.Н., Иванов А.И. Пространственно-временная изменчивость характеристик снежного покрова в ландшафтах Центральной Мещеры // Вестник МГУ. Сер.5, География, №5, 1993. С.43-51.

Евсеева Н.С., Петров А.И., Пашнева Г.Е. Изучение залегания снежного покрова в подтайге юго-восточной части Западно-Сибирской равнины на уровне микромасштаба // География и природные ресурсы, №3, 1996. – С.70-74.

Левинсон А. Введение в поисковую геохимию. – М.: Мир, 1976. – 501 с.

Летувнинкас А.И. Два аспекта в интерпретации уровня техногенного загрязнения снегового покрова // Рудные месторождения. Минералогия. Геохимия. - Томск: Томский гос. ун-т, 1996. - С. 104-109.

Летувнинкас А.И., Строителев А.Д., Семина Т.А. Методические аспекты и некоторые результаты экогеохимических исследований // Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Т.2. – Томск: 2000. – С.219-222.

Методические рекомендации по геохимической оценке загрязнения территории городов химическими элементами. – М: ИМГРЭ, 1985. – 48 с.

Требования к геолого-экологическим исследованиям и картографированию масштаба 1:200 000 – 1:100 000. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1990. – 86 с.

Федосеева В.И. Физико-химические закономерности миграции химических элементов в мерзлых грунтах и снеге. // Автореф. диссерт. докт. хим. наук. – Томск: 2000. – 46 с.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ

С.В.Моисеев
Кемеровский комитет природных ресурсов, г.Новокузнецк
Таштагольский рудник, г.Таштагол

На современном этапе, основные проблемы геологии находятся на уровне сознания геологической общественности. Причина для всех ясная. Это давно укоренившееся понимание того, что геологическая отрасль является сферой применения науки в народном хозяйстве. Геологи находятся в постоянном подряде у единственного собственника этого народного богатства - государства. Следовательно, они обязаны заниматься исключительно решением тех задач, которые определит для них «Заказчик».

Такое положение сложилось во время войны и окрепло в послевоенные годы. Оно было вполне оправдано и стратегически верно. Государству необходимы были знания о своих природных богатствах. Оно понимало, что их использование является задачей не столько экономической, сколько политической – установление государственности, державности и независимости в обладании одной шестой частью суши. Для этого требовались не частные пожертвования или денежные инвестиции крупного капитала, а консолидированный государственный потенциал - прежде всего, вооружённый идеей человек, и лишь затем средства (материалы и финансы), ибо природопользование (особенно на российских просторах) – это, прежде всего взаимодействие человека и среды его обитания, а не товарно-денежные отношения между людьми.

При таком государственном подходе, геологам не надо было задумываться,как, где и что искать, а главное, что продавать. Нам предоставлено было право параллельно с выполнением государственного заказа определять развитие тех или иных направлений в науках о Земле. Геология, как отрасль знания могла себе позволить специализироваться и углубляться, не расширяя сферу своих интересов, достаточно тесно переплетать академические и производственные исследования, добиваясь при этом серьёзных результатов. Геологическая отрасль была экономически прибыльной, конкурентно способной на международном уровне. Количество же открытых месторождений, подсчитанных запасов и прогнозных ресурсов породили недальновидную «пресыщенность государства избытком сырья».

Почти сорокалетний период реальной истории в советской геологии развил у её тружеников социальный инфантилизм, наиболее ярким признаком которого является слабая ориентация многих подразделений отрасли в условиях, когда государство, возможно на время, отказалось от централизованного заказа на знания о своём природном богатстве. Геологи стали страдать обидчивостью «на отвернувшегося благодетеля». Замкнулись в собственных, узко специализированных интересах (закрыли свою информацию в коммерческих целях) даже друг от друга. Развивается антагонизм между «любимчиками» (бюджетниками), коммерчески преуспевшими на распродаже информации о сырьевых ресурсах и их «второсортными» коллегами, которые не попали в в их число.

Стали проявляться признаки детской болезни в виде «левизны» в вопросах рыночной экономики - пытаемся продавать не то, что пользуется спросом, а то, что делали и продолжаем делать. При этом иждивенчески ждём, что кто-то за нас донесёт до потенциальных потребителей нашей продукции информацию о её значимости и необходимости. Значительный объём геологической мысли откомандировали на производство финансов – сертифицирование, лицензирование, контролирование и другие дела по добыванию денег. Внутриотраслевые отношения поставили на товарно-денежную основу, прежде всего в плане обмена данными производственников и результатами научных исследований. В итоге одни оказались с большим объёмом не обработанной информации, а наука - без первичных материалов.

Сложившиеся реалии можно перечислять бесконечно, но все они имеют один «генезис»: при относительно сытном существовании геологи потеряли своё основное качество – первооткрывателей и первопроходцев. Решить многие вопросы и задачи, возникшие в последнее десятилетие, под силу именно таким людям, которые переводили понятие «проблемы» в практическую плоскость сложных, но преодолимых трудностей. Сейчас, поддавшись общему стремлению к комфорту от цивилизации, геологи, наоборот, подменяют решение трудных задач на «постановку проблемы». Такой подход предопределяет дальнейшее бездействие и позицию ожидания, когда прозреет государство.

Десятилетний опыт России показывает, что инвестиционное взаимодействие с её природными ресурсами пока имеет отрицательный баланс для государственности. И это понятно большинству геологов. Доказывать это трудно, но необходимо, хотябы по принципу: «кто же, если не мы». Упущение в том, что наше государство, «доморощенные эксперты» попрекают как сырьевой придаток. Почему мы не воздействуем на общественное мнение имеющимися у нас фактами, что государственное богатство не порок, а открывают месторождение люди, а не финансы, а отработка того или иного месторождения - это прежде всего не источник прибыли, а способ жизни на бескрайних и климатически суровых просторах нашей страны, что экономическая выгода, но не для частного инвестора, а для страны. Однако, все, с бухгалтерским менталитетом ожидают лишь прибыли и доходов в денежной форме...

Проблемы экологии в настоящее время не поднимает только те, которым уже всё безразлично. Однако, к решению экологических задач никто без геологов приступить не сможет. Для этого необходима первичная информация о реальном взаимодействии такого природного образования как человек, с другим – средой его обитания. Представить реальную картину истории геологического развития конкретного потребляющего социума во взаимодействии со своим природным окружением возможно при помощи геологических методов. Задача сложна не по технике исполнения, а по организации поиска и сбора информации о состоянии различных геологических сред, которые накапливают многие ведомства. Проникнуть в их архивы и освоить огромный материал геологическими методами - задача для первопроходцев.

Серьёзные проблемы для человека возникают в виду его геоэтической безграмотности. В частности, признание приоритета экономики во всех сферах человеческой деятельности, что обусловлено современным, конъюнктурно специализированным образованием, но противоестественно взаимоотношениям человека и природы. о предстоящих, вполне закономерных явлениях, которые могут создать дискомфортные условия в нашей среде обитания.

Картирование процессов, которые постоянно идут в конкретных экосистемах – геоэкологических комплексах отдельных территорий, городов, районов, предприятий является актуальной задачей

для современного развития человеческого общества. Актуально изучение динамики взаимодействия геологических сред, а не её результатов, которые в настоящее время, преподносятся как данные экологических исследований по заражённым площадям. Картирование ПДК или повышенного радиационного фона носит лишь констатирующий характер. Они не могут нести информацию для принятия экологически грамотных решений. Какой путь может выбрать человек (общество) для обеспечения наиболее безопасного взаимодействия со своим природным окружением? «Природоохранный запрет» – это прекращение определённой деятельности людей, что противоестественноэто и не экологическое решение задачи,оно и не геоэтично, по сути. Показать это общественности – задача для решения.

Специфика геологической продукции заключается в информационном обеспечении людей как постоянных природопользователей, знаниями о том окружении, в котором и за счёт которого они живут. В настоящее время перед геологами стоит задача, которую не приходилось решать раньше. Необходимо самим превратить свою продукцию в товар. К сожалению, современные реалии таковы, что геологическим службам надо не только производить, но и самим доказывать, что их «изделие» может быть востребовано. Надо самим формировать спрос на свой труд и самим его же удовлетворять. Сложная для геологов задача, но не решая её, мы «оформляем её в проблему» и остаёмся на том же этапе своего существования...

В сфере геологического образования также имеются трудности (не проблемы), которые можно и нужно преодолевать с помощью методов первооткрывателей. Для геологических специальностей они уже частично реализуются в виде не учебных, а производственных практик. Современная меркантильная обстановка настоятельно рекомендует расширить использование студенческого потенциала. Например, производить геоэкологическое картирование, не удаляясь в далёкие экспедиции, применяя знания по многим дисциплинам на материале, собранном собственными руками. По тем же сведениям о динамике процессов, которые происходят в окружающих нас природных системах. Исходные данные для этих практических работ находятся рядом, а собрать их можно используя энтузиазм молодых и мудрое желание наставников.

В заключение в порядке извинения хотелось бы подчеркнуть, что заострять внимание на вроде бы известных моментах тоже сложно. Есть опасения оказаться не понятым и не воспринятым, остаться в роли «открывателя Америки»э, Но это не проблема. Это очередная трудность, которую можно преодолеть трудом, а не облегчённым способом «постановки проблемы».

В этом отношении мне посчастливилось пройти практику у профессора, первооткрывателя месторождений, одного из основателей Томской геологической школы, главы геологической династии в 4-х (!!) поколениях – **Ивана Кузьмича Баженова.** На моих глазах он постоянно расширял сферу и своих, и наших геологических интересов. Он использовал свой огромный опыт и авторитет, который не боялся «испортить непониманием», поддерживая начинания молодых коллег. Он остался первопроходцем. У него не было проблем, а были трудности, интересные и всегда актуальные задачи для решения собственными силами!

РАДИОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА В ПОЛОСЕ ПРОХОЖДЕНИЯ ПРОЕКТИРУЕМОГО ЖЕЛЕЗНОДОРОЖНОГО ПУТИ К ЭЛЬГИНСКОМУ КАМЕННОУГОЛЬНОМУ МЕСТОРОЖДЕНИЮ

П.И.Собакин, А.П.Чевычелов
Институт биологических проблем криолитозоны СО РАН, Якутск

В связи с освоением Эльгинского каменноугольного месторождения (ЭКМ) в Южной Якутии предполагается строительство железнодорожного пути Зея-Эльга. Трасса проходит через территорию Амурской области и Республики Саха (Якутия). При этом на территорию Якутии приходится 140 км трассы. Район строительства железнодорожного пути расположен в юго-восточной части Алданского щита. В геологическом строении района принимают участие метаморфические образования архейского возраста, осадочные породы синийского комплекса, кембрийские, юрские и меловые отложения. Интрузивные образования имеют для территории подчиненное значение. Они представлены гранитами, породами анортозитового комплекса, кварцевыми диабазами и аплитами (Обьяснительная записка,1960). На основании геологической карты (масштаб 1:500000) можно предположить, что полосу строительства железнодорожного пути (ширина - 0,05 км, длина - 140 км) примерно на 21 % занимают магматические, 36 % осадочные, 43 % метаморфические породы. Среднее содержание ес-

тественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) в этих типах горных пород разное (табл.1). Это значит, что радиационный фон в этих породах будет не одинаков. В связи с этим было интересно оценить годовую эквивалентную дозу гамма-излучения различных горных пород (с учетом космического фона).

Таблица 1. Среднее содержание ЕРЭ в горных породах, % (Ермолаев,1983; Смыслов, Титов, 1983) *

Порода	Распространенность, %	U, 10^{-4}	Th, 10^{-4}	K
Осадочные (песчаники, алевролиты, аргелли-ты)	36	3	6	1,6
Метаморфические (кристаллические слан- цы, парагнейсы)	43	2	7	3,1
Магматические (граниты)	21	1,7	95	2,5

Как известно, внешнее облучение живых организмов на открытой местности определяется гамма-излучением ЕРЭ в верхнем горизонте горной породы (почвы) 0-30 см и космическим излучением (поток протонов, нейтронов, электронов и др.). Среди множества ЕРЭ, входящих в состав горных пород (почв), по вкладу в дозу внешнего фонового облучения доминируют три группы гамма-излучателей: ^{40}K, члены уранового (^{238}U) и ториевого (^{232}Th) рядов. Среднегодовое значение мощности эквивалентной дозы излучения ($P_д$) рассчитывали как сумму от гамма-излучения ЕРЭ ($P_{ЕРЭ}$) и космического излучения ($P_{кос}$)

$$P_д = a\,(P_{ЕРЭ}) + (P_{кос}),$$

где a - временной коэффициент, соответствующий 8,78 x 10^3 часов в году.

Расчет $P_{ЕРЭ}$ выполнен для 2π - геометрии и соответствует мощности дозы на высоте 1 м над полупространством с равномерным распределением в нем ЕРЭ.

Расчет выполнялся по формуле

$$P_{ЕРЭ} = \gamma_U Q_U + \gamma_{Th} Q_{Th} + \gamma_K Q_K,$$

где Q_U, Q_{Th}, Q_K - содержание урана, тория (10^{-4} %), калия (%), определенные по литературным данным, γ_U, γ_{Th}, γ_K - дозовые эквиваленты, рекомендованные МАГАТЭ и связывающие гамма-излучение на высоте 1 м над поверхностью с массовыми долями радиоактивных элементов: γ_U = 0,65 мкр/ч на 1x10^{-4} % равновесного урана, γ_{Th} = 0,29 мкр/ч на 1x10^{-4} % равновесного тория, γ_K= 1,5 мкр/ч на 1 % природного калия (Technical.....,1989).

Космическое составляющее дозы ($P_{кос}$) находили из графика изменения годовой дозы космического излучения в зависимости от абсолютной высоты, рассчитанной на территории России (Высокостровская и др., 1997). При этом средняя высота над уровнем моря принята равной 1300 м. При такой высоте в интервале геомагнитных широт 56-60^0 с.ш. годовая эквивалентная доза равна 0,42 мЗв/год. При расчете дозы учитывалось, что 1 Р (рентген) соответствует дозе облучения в воздухе 0,88 Рад (Рад = бэр = 0,01 Зв).

Расчеты показали (табл. 2), что магматические породы создают в среднем в 3 раза более высокую годовую эквивалентную дозу излучения, чем метаморфические и осадочные породы. Если расчётную среднюю эквивалентную дозу излучения горных пород (с кларковыми концентрациями ЕРЭ) на территории России принять равной 0,535 мЗв/год (Высокостровская и др., 1997), то годовая эквивалентная доза на выходах магматических пород будет в 6 раз, а осадочных и метаморфических пород в 1,8-2,2 раз выше, среднего показателя по России. Получается, что 21 % железнодорожной трассы будет проходить через территорию с повышенным уровнем радиации, а 79 % с умеренным.

Эти обстоятельства необходимо учитывать при строительстве промежуточных железнодорожных станций и добыче стройматериалов. Как известно, при отводе территорий под строительство жилых домов выбираются участки с фоном менее 0,30 мкЗв/ч (Ограничение облучение .....,1990). По нашим расчетам на выходах на дневную поверхность магматических горных пород, средняя мощность эквивалентной дозы гамма-излучения ЕРЭ с учетом космического фона будет 0,41 мкЗв/ч.

Примеч. редактора. Некоторые приведённые в таблице 1 данные вызывают сомнение, в связи с чем вызывают сомнение и некоторые выводы авторов.

Таблица 2. Годовая эквивалентная доза излучения в разных типах горных пород

Порода	Распространенность, %	мЗв/год
Осадочные (песчаники, алевролиты, аргеллиты)	36	1,0
Метаморфические (кристаллические сланцы, парагнейсы)	43	1,2
Магматические (граниты)	21	3,6

Литература

Обьяснительная записка. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:500000. Серия Алданская. Составил В.И.Гольденберг. М. 1960. 71 с.

Высокоостровская Е.Б., Данилов В.С., Краснов А.И., Смыслов А.А. Использование аэрогаммаспектрометрических данных в радиационной экологии // Российский геофизический журнал. 1997. N5. С. 67-74.

Techical reports series N309/Construction and use of calibration facilities, JAEA, Vienna, 1989. 95 p.

Ермолаев Н.П. Поведение радиоэлементов при метаморфизме горных пород //Проблемы радиогеологии. - М.:Наука, 1983. С.122-140.

Смыслов А.А.,Титов В.К. Радиогеологическая зональность континентальной земной коры //Проблемы радиогеологии. - М.:Наука, 1983. С.57-76.

Ограничение облучение населения от природных источников ионизирующего излучения. Временные критерии для принятия решений и организации контроля. - М.: 1990. 18 с.

ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ ДЖИДИНСКОГО ГОКа И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ

П.Ю.Ходанович, О.К.Смирнова, Р.И.Яценко
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Добыча и переработка полезных ископаемых неизбежно сопровождается интенсивным воздействием на природу. Окончание отработки месторождения не означает возврата к первоначальному состоянию. В этой связи показателен пример Джидинского вольфрамо-молибденового комбината, который был организован в 1934 г. Производственная деятельность его базировалась на Первомайском молибденовом штокверковом месторождении, ныне в основном отработанном, и сульфидно-вольфрамовых жильном Холтосонском и штокверковом Инкурском месторождениях. В 1997 г. Джидинский ГОК прекратил выпуск вольфрамового концентрата. Рудники и обогатительные фабрики законсервированы. Оставшиеся в недрах запасы сульфидно-вольфрамовых руд Инкурского и Холтосонского месторождений в балансе запасов вольфрама России составляют 14,4 %, а с учетом запасов в хвостах обогащения - более 25 %.

Руды Джидинских месторождений комплексные. Промышленные руды Первомайского штокверка помимо главного компонента Mo (0,1-0,15 %) содержали в среднем (%): 0,018 BeO; 0,031 WO_3; 0,024 Cu; 0,038 Zn; 0,04 Pb. Руды Инкурского, Холтосонского месторождений, близкие по минеральному составу, различаются по концентрации компонентов. Помимо основного компонента WO_3 (0,14-0,7%), в них содержатся (%): 0,02-0,56 Pb; 0,04-0,38 Zn; 0,03-0,17 Cu; 0,003-0,01 Bi; 0,02-0,05 Be; 4,2-7,6 F; до 175 г/т Ag, до 4 г/т Au. В рудах всех месторождений отмечены повышенные концентрации Cd, Hg, Co, Ni, Cr - элементов 1 и 2 классов опасности.

Обогащение молибденовых руд осуществлялось флотационным методом. Большая часть остальных полезных компонентов концентрировалась в сульфидном промпродукте. Извлечение Mo составляло 79,8-88,55 %. Сульфидно-вольфрамовые руды перерабатывались по флотогравитационной

технологии. Извлечение WO_3 в гюбнеритовый концентрат составляло в разные годы 49,0-76,7 %. Сульфидный промпродукт, отделявшийся при доводке вольфрамового концентрата, содержащий большую часть сопутствующих полезных компонентов, до 1980 г. складировался в спецотвале. В последующие годы он смешивался с хвостами обогащения.

За длительную производственную деятельность Джидинского ГОКа накоплено более 40 млн. т. отходов обогащения, которые сосредоточены в 2-х хвостохранилищах (рисунок). Раннее из них, насыпное, сформировано самотечным методом, непосредственно примыкает к промплощадкам обогатительных фабрик и к жилой застройке г. Закаменска, для которого Джидинский комбинат является градообразующим предприятием. Заполнение хвостохранилища завершилось в 1958 г. В юго-восточной его части находится спецотвал сульфидного продукта. С 1958 г. хвосты обогащения вольфрамовых руд складировались в намывном хвостохранилище - гидроотвале (см. рис.).

Оба хвостохранилища сложены несцементированным кварцевым песком с примесью обломков слюд, полевых шпатов, редких эпидота, амфиболов, флюорита, гюбнерита, шеелита, пирита, сульфидов свинца, цинка, меди, блеклых руд, более редких сульфосолей Bi и Ag, теллуридов Au и Ag, самородного золота, берилла. Сульфидный спецотвал представлен пиритовой сыпучкой с примесью рудных минералов, аналогичных минералам хвостохранилищ, но в больших концентрациях.

На поверхности хвостохранилищ отсутствует почвенно-растительный покров. Она расчленена мелкими бороздками струйчатого размыва, узкими оврагами с крутыми тальвегами. Отмечаются специфические дефляционные формы: замкнутые понижения, западины выдувания и поперечные к преобладающим северо-западным ветрам небольшие барханные гряды, бугры. Это особенно характерно для старого насыпного хранилища лежалых хвостов, в приповерхностном слое которого глубиной первые сантиметры отмечается резкое уменьшение количества пылеватых частиц, обогащение крупнозернистой и щебнистой составляющими в результате смыва и выдувания мелких частиц. Литологические и физико-механические свойства материала хвостохранилищ способствуют интенсивному его рассеянию, особенно тонких и мелких фракций. Основными процессами при этом являются ветровой разнос, охватывающий наиболее обширную территорию, плоскостной смыв и линейная эрозия, особенно интенсивные в весенние и летние паводки, а также аллювиальный снос рекой Модонкуль.

Хвостохранилища Джидинского ГОКа и примыкающая к ним территория г. Закаменска расположены в долине р. Модонкуль, вблизи ее впадения в р. Джиду. Для расчлененного со склонами средней крутизны ландшафта здесь отмечается в целом высокая интенсивность миграции материала и водообмена, активная склоновая эрозия, особенно характерная для слабо задернованных склонов южной экспозиции. Большая часть снесенного материала аккумулируется в долине р.Модонкуль, днище которой занимает низкое гипсометрическое положение и небольшую площадь. Здесь концентрируются миграционные потоки большинства природных и техногенных подсистем (см. рис.). При этом естественным образом регулируемые пути миграции вещества совпали с техногенными потоками, что привело к резкому усилению миграции, нарушению сложившихся геохимических циклов.

Замкнутость межгорной котловины р. Модонкуль, северо-западное направление розы ветров, поперечное ее протяженности (см. рис.) создают застои воздуха, длительные инверсии в приземной и свободной атмосфере. Это обусловливает плохую "продуваемость" территории, что препятствует ее самоочищению от пыли, аэрозолей. К хвостохранилищам приурочены ореолы повышенной общей минерализации снеговых вод, достигающей 160 мг/л, повышенной концентрации сульфат-иона. В твердом остатке их присутствуют химические элементы отходов обогащения: Pb, Cu, Mo, Zn, Ag, Li. Величина локального загрязнения за счет ветрового разноса на территории, прилегающей к хвостохранилищам, составляет 53,1 т/год на 1 кв.км.

Наибольшей эрозии подверглось старое насыпное хранилище лежалых песков обогащения в связи с длительным сроком его функционирования (58 лет). Плоскостной смыв материала с его поверхности под воздействием неруслового склонового стока направлен на северо-запад к руслу р. Модонкуль и задерживается на правобережной надпойменной террасе, на которой располагается большая часть г.Закаменска (см. рис.). Линейный снос временными водотоками направляется насыпными дамбами по восточной окраине города в сторону р.Модонкуль. В результате сформировался шлейф переотложенных техногенных песков протяженностью 7,5 км, включающий пролювиально-аллювиальную и дельтовую части (см. рис.). Последняя образована при осаждении сносимых песков на седиментационном барьере и названа Модонкульским месторождением техногенных песков.

. Поток материала хвостохранилищ отчетливо прослеживается по данным аэрогаммаспектрометрической съемки, поскольку техногенные пески характеризуются повышенной радиоактивностью. Интенсивность радиоактивной аномалии усиливается в дельтовой части потока вследствие осаждения подвижных форм U на восстановительном и сорбционном барьерах, обусловленных повышенным содержанием в песках сульфидов и сохранившейся пленки жирных кислот, использовавшихся при флотационном обогащении руд.

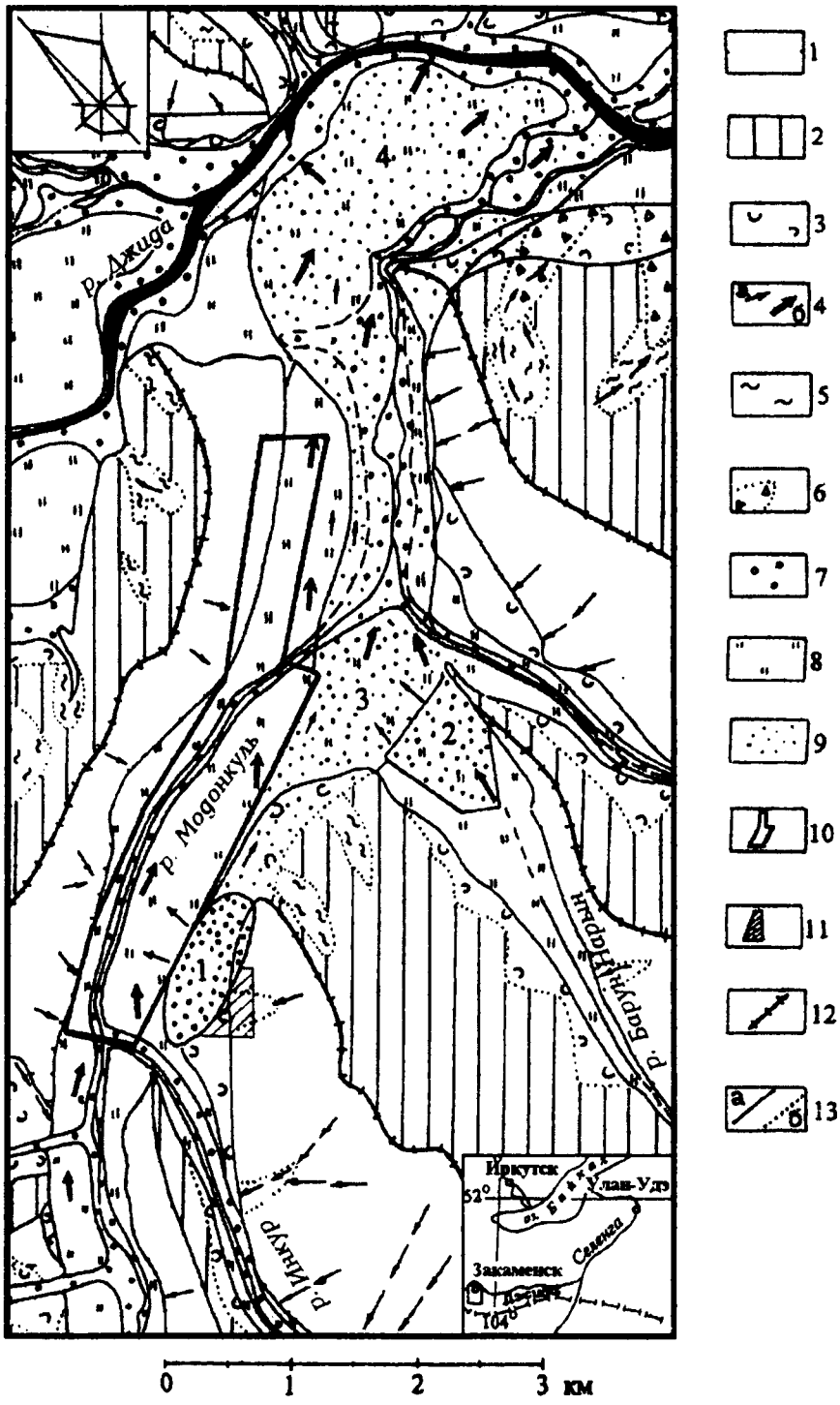


Схема ландшафтного районирования территории хвостохранилищ Джидинского ГОКа

1 - интенсивно денудируемые склоны южных румбов с преобладанием плоскостного сноса;

2 - задернованные склоны северных румбов с преобладанием процессов медленного солифлюкционного движения отложений с накоплением вещества на гумусово-торфяном, мерзлотном барьерах; 3 - предгорные шлейфы; 4 - снос вещества: временными водотоками (а), грунтовыми водами (б); 5 - солифлюкционные отложения на перегибах склонов; 6 - конуса выноса; 7 - поймы; 8 - надпойменные террасы; 9 - главные источники техногенного заражения: хранилище лежалых хвостов обогащения (1), гидроотвал (2), пролювиально-аллювиальный шлейф (3) и дельтовая залежь техногенных песков (4); 10 - селитебная зона г.Закаменска; 11 - промплощадка обогатительных фабрик; 12 - основные водоразделы; 13 - границы: резкие(а), постепенные(б). Вверху на врезке - роза ветровния

Оценка изменения природной среды г. Закаменска

Период наблюдения	Основные показатели	Значения показателей, оцениваемые по «Критериям...»	Оценка природной среды по показателям загрязнения
	Загрязнение химическими веществами вод р. Модонкуль	Превышение ПДК	
1990 г.	2 класс опасности: Cd	170	Экологическое бедствие
	Al	17,3	
	3 класс опасности: Zn	67	Чрезвычайная экологическая ситуация
1996 г.	3-4 класс опасности: Cu	107	Экологическое бедствие
	Zn	44	Чрезвычайная экологическая ситуация
	Cr	375	Экологическое бедствие
1998 г.	2 класс опасности: As	8	Чрезвычайная экологическая ситуация
	3-4 класс опасности: Cu	44	
	Zn	46	
	Cr	265	Экологическое бедствие
1996 г.	Показатель химической загрязненности вод р. Модонкуль (ПХЗ-10) для элементов 3-4 класса опасности	526	Экологическое бедствие
1998 г.	« «	355	Чрезвычайная экологическая ситуация
1998 г.	Коэффициент донной аккумуляции Cu, Zn, Cr, As р. Модонкуль	3×10^4	Экологическое бедствие
1990-1998 гг.	Состояние экосистемы р. Модонкуль	Отсутствие водорослей Исчезновение всех видов рыб	Экологическое бедствие
1990-1998 гг.	Площадь земель, выведенных из землепользования в результате деградации почв	Более 50% общей площади города	Экологическое бедствие
1990-1991 гг.	Превышение в почвах ПДК химических веществ:		
	1 класса опасности: Pb		
	Zn	более 3	Экологическое бедствие
	As	более3	
		более3	
	2 класса опасности: Ni	более 5	Чрезвычайная экологическая ситуация
	Cr	более 5	
	Cu	более10	Экологическое бедствие
	Sb	более 10	
1990-1998 гг.	Площади деградированных территорий, %:		
	Отвалы токсичных пород с угрозой загрязнения грунтовых вод	более 20	Экологическое бедствие

По данным эколого-геохимического картирования почв в направлении сноса материала выделяется комплексный геохимический ореол, значительный по размерам и интенсивности, обусловленный

совмещающимися по площади аномалиями широкого набора элементов с содержанием (%): Mo (0,0003-0,03), W (0,003-0,08), Ag (0,00002-0,003), Be (0,0008-0,04), Bi (0,0003-0,008), Li (0,003-0,1), Pb (0,005-0,2), Zn (0,015-0,1), Cu (0,008-0,15), Sn (0,0005-0,0015), Cr (0,02-0,06), Ni (0,009-0,015), Sb (0,008-0,01) и др. Среди них отмечаются тяжелые металлы 1, 2 и 3 классов опасности, содержание которых в пылевой фракции увеличено в 2-3 раза. Аномалии наиболее контрастны вблизи контуров хвостохранилищ. Состав элементов в аномалиях наследует их состав в техногенных песках.

Оценка химического загрязнения почв по суммарному показателю (Zc) устанавливает, что зона загрязнения почв опасными и высокоопасными элементами с Zc > 3-128 охватывает более половины площади г. Закаменска. Экологическая ситуация здесь оценивается как чрезвычайная и экологическое бедствие (Ходанович и др., 1997). Суммарный поток загрязняющих веществ с поверхности хвостохранилища оценивается в среднем в 2300 т/год на кв.км площади города. За счет его происходит расширение зон загрязнения. Это позволяет прогнозировать, что к 2010 г. территория всей правобережной части города (см. рис.) окажется в зоне экологического бедствия (Яценко, 1999).

В ручей Инкур, впадающий в р. Модонкуль, стекают рудничные воды из откаточных штолен рудника Холтосон и карьерные воды Первомайского рудника. Данные многолетних наблюдений показывают, что выше впадения ручья Инкур в р. Модонкуль, вода в реке имеет гидрокарбонатно-кальциево-магниевый состав, нейтральную реакцию и общую минерализацию 0,1-0,2 г/л. Ниже впадения ручья Инкур в р. Модонкуль вода в ней приобретает кислую реакцию (pH от 3,27 до 5,8), отмечается повышенное содержание сульфат-иона, превышающее ПДК до 7,6 раз. Содержание в ней тяжелых металлов 2, 3 и 4 классов опасности устойчиво превышает ПДК. В донных отложениях обоих водотоков устанавливаются контрастные потоки рассеяния Mo, W, Cu, Be, Li, Bi, Pb, Zn, Ag, Cr, V.

По значению показателей, предусмотренных для оценки экологической ситуации (Критерии... 1992) и приведенных в таблице, состояние экосистем территории г. Закаменска, прилегающей к промплощадкам Джидинского ГОКа, оценивается в основном как экологическое бедствие.

Литература.

Критерии оценки экологической обстановки территорий для выявления зон чрезвычайной экологической ситуации и зон экологического бедствия. М.: Министерство охраны окружающей среды и природных ресурсов РФ. 1992.- 58 с.

Ходанович П. Ю., Яценко Р. И., Смирнова О. К., Кузьмин В. И. Экологическая обстановка района г. Закаменска //Бурятия: Природные ресурсы. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского гос.университета, 1997. - С. 234-249.

Яценко Р. И. Опыт построения карты техногенного загрязнения территории вольфрамо-молибденового комбината (Юго-Западное Забайкалье) // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология, 1999, № 1. - С. 26-33.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ МИГРАЦИИ ТЯЖЕЛЫХ НЕРАДИОАКТИВНЫХ И РАДИОАКТИВНЫХ МЕТАЛЛОВ В ТЕХНОГЕННЫХ ЛАНДШАФТАХ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

А.П.Чевычелов, П.И.Собакин
Институт биологических проблем криолитозоны СО РАН, Якутск

Некогда девственные ландшафты Севера в последние десятилетия уходящего века подверглись активному техногенному прессу, главным образом, в районах интенсивного развития горнодобывающей промышленности. Это в особенности справедливо для районов Южной Якутии, экономика и промышленность которых базируется на разведке, добыче и эксплуатации месторождений полезных ископаемых (золото, уголь, слюда и др.). В этой связи представляет интерес оценка возможных масштабов и уровней поступления тяжелых нерадиоактивных (НРТМ) и радиоактивных металлов (РТМ) из существующих источников загрязнения (отвалы горных пород, угольный разрез, золоотвалы) , в различные компоненты горно-таежных ландшафтов Южной Якутии.

Исследования проводились на трех участках. Один из них расположен в зоне воздействия Нерюнгринского угольного разреза (г.Нерюнгри), второй - в зоне воздействия золоотвала обогатительной фабрики п.Нижний Куранах. Третий участок, примыкающий к отвалам горных пород, обогащенных ураном и радием, расположен в береговой зоне ручья впадающего в р.Курунг (50 км к югу от г.Томмот). Содержание НРТМ в почвах и золе растений определялось методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (РСФА) на приборе VRA-30. При этом почвенные пробы отбирались из слоя 0-20 см по преобладающим румбам ветров на фиксированных расстояниях от услов-

ного центра загрязнения. Образцы вод и донных отложений отбирались по вектору стока водотока от источника загрязнения. Содержание РТМ в пробах почв, растений и вод определялось люминесцентным и гамма-спектральным методами.

Результаты исследования показали, что пыль Нерюнгринских углей является концентратором ряда элементов. В ее составе почти в два раза повышено содержание V, Cr, Ni и Cu и отмечается более чем трёхкратное увеличение общего количества Mo (табл. В золе этих же углей содержание данных компонентов значительно понижено, что связано, вероятно, с их частичным уносом в составе наиболее мелкодисперсных фракций дымовых выбросов ТЭЦ. Возможно вымывание части НРТМ из золоотвала в условиях промывного режима складирования и хранения золы. Поступление угольной пыли в зоне влияния Нерюнгринского угольного разреза приводит к незначительному (в 1,2-1,5 раза) повышению общих содержаний Mn, V, Cr, Co Ni и Mo в подзолистых почвах (в радиусе 1-1,5 км),

Таблица Влияние компонентов нерюнгринских углей на содержание ТМ в почвах и растительности

Наименование	ТМ, мг/кг на абсолютно сухое вещество								
	Mn	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Mo	Pb
	Подзолистая почва (слой 0-20 см) :								
1 км от угольного разреза	417	83,9	75,5	11,6	19,3	10,9	41,5	0,5	11,9
1,5 км ------ " ------	367	74,2	63,9	9,9	18,1	10,8	38,9	0,5	11,6
2,0 км ------ " ------	341	73,9	60,6	9,6	17,9	10,6	37,9	0,5	11,3
2,5 км ------ " ------	298	72,1	59.2	9,5	17,2	10,3	37,2	0,4	10,8
5,0 км ------ " ------	287	70,9	57,6	9,1	16,7	10.3	36,9	0,4	10,8
Угольная пыль	511	143,4	110,8	11,2	34,8	17,8	49,3	1,8	12,1
Шлак золоотвала обогатительной фабрики п.Нижний Куранах	635	88,7	79,5	10,2	30,4	17,2	55,3	3,5	26,0
Донник белый с золоотвала:									
в начале вегетации	33	2,0	1,5	0,4	0,9	1,5	1,6	1,4	0,5
в конце вегетации	100	2,5	1,5	0,1	0,7	0,4	3,4	2,3	1,5

от разреза. Очевидно, что образование слабых техногенных аномалий вблизи Нерюнгринского угольного разреза связано как с незначительным временем (менее 20 лет) их формирования, так и одновременно с промывным режимом почвогрунтов Чульманской впадины.

На выровненном участке золоотвала обогатительной фабрики п.Нижний Куранах нами также были отобраны пробы донника белого в начале и конце периода его вегетации (табл.). Анализ химического состава донника однозначно указывает на накопление НРТМ. Так, отмечается усиление поглощения V, почти 2-х кратное увеличение содержания Mo и Zn и 3-х кратное - Mn и Pb. При этом нужно подчеркнуть, что анализируемая нами зола углей содержала более чем 2-х кратное количество Pb по сравнению с его средними концентрациями в незагрязненных почвах.

Хотя, как указывалось выше зола в сравнении с угольной пылью менее загрязнена НРТМ, в растениях, произрастающих на ней, их накопление НРТМ прослеживается довольно четко, особенно для V, Cr и Mo. К этому нужно добавить, что донник является ценной бобовой культурой, отличающейся повышенной солеустойчивостью, что, вероятно, дает основание предполагать наличие у этого растения повышенной толерантности по отношению к НРТМ.

Радиогеохимические исследования показали, что содержание техногенных тяжелых радиоактивных металлов в исследованных компонентах ручья (вода, донные отложения и мелкозем) изменяются от отвала по вектору стока. Эти изменения описываются экспоненциальной зависимостью, исходя из которой и рассчитали запас техногенных РТМ ($M_т$) в различных компонентах ручья и его береговой зоны используя следующее уравнение:

$$M_т = (C_o - C_ф) \times p \times t \times \overset{x}{\underset{0}{h}} \times \int e^{-qx},$$

где C_o - содержание РТМ в воде, донных отложениях и мелкоземе у подножия отвала на техногенном участке, мг/кг; $C_ф$ - фоновое содержание
ТРМ, мг/кг; p - плотность воды и соответствующих компонентов, г/м^3; t - ширина водотока и береговой зоны, м; h - мощность слоя воды, мелкозема, ила и песка, м; x - расстояние от подножия отвала

по вектору стока, м; q - коэффициент, характеризующий градиент изменения концентрации радионуклида с расстоянием по вектору стока от отвала, $м^{-1}$;
е -экспонента. Расчеты показали, что техногенный запас U в воде, донных отложениях и мелкоземе береговой зоны ручья в ореоле водного рассеяния составляет 28104 г, а Ra - 0,0016 г. При этом 43-63 % содержатся в донных отложениях.

Информация о содержании РТМ в различных компонентах наземных экосистем, примыкающих к техногенным отвалам , и выявленные особенности их пространственного распределения позволили оценить запас техногенных РТМ в почвенно-растительном покрове обследуемой территории. Методика таких расчетов включала выделение зон с разным уровнем техногенного загрязнения, который оценивали по величине гамма-фона. Первая зона с уровнем экспозиционной дозы гамма-излучения 300-40 мкр/ч охватывала расстояние от 0 до 150 м от отвала, а вторая - с уровнем гамма-фона 40-15 мкр/ч располагалась на удалении 150-300 м. Зная площадь выделенных зон и содержание радионуклидов в воздушно-сухой массе доминирующих растений и почве каждой зоны, оценивали запас в них техногенных РТМ. Расчеты показали, что в ореоле ветрового рассеяния суммарный запас техногенного U - 51985 г, а Ra - 0,00149 г. При этом более чем 99 % от запаса техногенных РТМ содержится в почве.

Результаты радиоэкологических исследований показали, что ветровое рассеяния РТМ из отвала охватывает расстояние радиусом в несколько сот метров, а ореол водной миграции превышает 1000 метров.

СОДЕРЖАНИЕ

Строителев А.Д., Князев Г.Б., Летувнинкас А.И. Иван Кузьмич Баженов – геолог, ученый, учитель.....5

Уткин Ю.В. Крылатый минерал профессора Баженова..... 10

ИВАН КУЗЬМИЧ БАЖЕНОВ В ПАМЯТИ ПОКОЛЕНИЙ.....13

Амшинский Н.Н 13
Богданович В.А. 14
Булынников В.А. 15
Вылцан И.А 15
Шварцев С.Л. 17
Липатов В.Н.....21
Лузгин Б.Н. 22
Манаева А.В., Бальтер Б.Л..... 24
Мостовской А.И..... 24
Родыгина В.Г. 27
Суганов Б.И 28
Тиблов И.В 29
Янчук Н.М. 32

1.ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ 34

Башта К.Г., Горбунов В.А., Шахторина Л.Н. Уральская свехглубокая скважина СГ-4. Результаты бурения и исследования.....35

Вилор Н.В.,Склярова О.А.,Феоктистова Л.П. Металлогения переходной зоны краевого шва Сибирской платформы..... 40

Гордеев В.И. Гордеева Н.Я. Перспективы открытия месторождений медно-порфирового типа в Восточном Забайкалье.....43

Гуков С.В., Возная А.А., Морфоструктурные особенности месторождений Верхнеабаканского железорудного района Западного Саяна 48

Индукаев Ю.В. Металлогения и генетическое своеобразие черносланцевых формаций и их место в эволюции земной коры 54

Кассандров Э.Г., Лидин Н.С., Иванов В.И., Кассандрова Е.В., Бугаева Г.В., Баженова Н.Н. Закономерности формирования железорудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области 59

Князев Г.Б. О некоторых особенностях палеозойского интрузивного магматизма западной части Сисим – Казырского синклинория Восточного Саяна 61

Кислов Е.В., Конников Э.Г. Рифейская эпоха платинометально-медно-никелевого рудообразования 67

Кужельный Н.М., Лизалек Н.А. О нетрадиционном виде алюминиевого сырья Сибири 72

Махлаев М. Л., Перфилова О. Ю. Рапакивиподобные граниты в составе Шапшальского массива (Западный Саян) 76

Нестеренко Г.В., Осинцев С.Р., Колпаков В.В. О россыпной золотоносности Новосибирской области 78

Смагин А.Н., Парначев В.П., Ренжин А.В. К проблеме выделения манского плагиогранит-диорит-диабазового комплекса в северо-западной части Восточного Саяна 82

Туров В.В., Воскресенский В.Э., Никонова Е.В., Павлотская В.И. Золотоносность песчано-гравийных отложений р. Оби (Томское Приобье).....90

Цыкин Р.А., Гусаров Ю.В., Лемешко Д.И. Золотоносность мезозойско - кайнозойских донеоплейстоценовых отложений Центральной Сибири..... 94

Яценко А.С., Яценко Р.И. Основные формационные группы золоторудных месторождений и проявлений Бурятии, особенности их пространственного размещения и возможности расширения минерально-сырьевой базы 97

2.МИНЕРАЛОГИЯ. ГЕОХИМИЯ. ПЕТРОЛОГИЯ. МИНЕРАГЕНИЯ 100

Алпатов В.В. Геохимия золота Нежданинского месторождения.....101

Ананьев В.А., Полянский О.П., Лепезин Г.Г., Ревердатто В.В. Механизм формирования тонгулакского метаморфического комплекса (Алтай).....103

Ахмадшин Н.Ю., Князев Г.Б. К геохимии гидротермальных изменений каменноугольных отложений правобережья р. Томи в районе г. Томска.....106

Бадмацыренов М.В., Шаракшинов А.О. Особенности контактного взаимоотношения гранитоидов Ангаро-витимского батолита с щелочными породами сайжинского комплекса (на примере Снежнинского массива).....110

Ворошилов В.Г. Теллуриды и сульфосоли Центрального рудного поля (Кузнецкий Алатау).....112

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Топоркова А.А. Новые данные о карбонатитах матчайского комплекса (южный Тянь-Шань).....116

Гусев А.И. Петрология s-типов гранитов.....122

Дамдинов Б. Б., Очиров Ю. Ч. Минералогия платиноидов из россыпей Бурятии, их возможные коренные источники.....125

Кислов Е.В., Венцель Т., Баумгартнер Л.П. Взаимодействие базальтовой магмы и доломита: ксенолиты скарнов в дуните йоко-довыренского массива.....128

Коноваленко С. И., Ананьев С. А., Бахтин А. И., Лопатин О. Н., Кузнецова И. К. Новые данные о еремеевите из миароловых пегматитов Юго-Западного Памира.....132

Коноваленко С.И., Сазонтова Н.А. Температурные условия кристаллизации дымчатого кварца в полостях мало- и среднеглубинных пегматитов.....138

Курцерайте Ш.Д., Зобов Н.Е. Формационная и петрохимическая карты магматических образований центральной части Алтае-Саянской складчатой области.....140

Лапухов А.С., Симонов В.А., Мельникова Р.Д., Павлова Л.К. Благородные металлы в офиолитовых ассоциациях Алтае-Саянской складчатой области.....140

Мазуров М.П., Титов А.Т. Серпентины и серпентинизация в контактах долеритов с карбонатно-соленосными отложениями чехла сибирской платформы.....144

Новоселов К.Л. Геохимия акцессорного магнетита гранитоидных комплексов Синюхинского золоторудного поля (северо-восточный Алтай).....146

Ойдуп Ч.К., Кужугет К.С., Агафонов Л.В. Минералого – геохимические особенности и условия образования золото – платинометалльного оруденения метасоматитов офиолитовых зон Тувы..... 151

Орсоев Д.А., Толстых Н.Д., Кислов Е.В., Миронов А.Г. Хромититы с платинометалльной минерализацией Оспинско-китойского гипербазитового массива (В.Саян).....154

Русанов Г.Г. Россыпные проявления некоторых минералов в верхнепалеоген-неогеновых отложениях Чуйской и Курайской котловин Горного Алтая.....158

Уткин Ю.В. Петрохимия и геохимия мезозойских дайковых комплексов Томь-Яйского междуречья (Томский район).....160

Хомичев В.Л. Рудно-петрографические вариации в свете геохимии магматического процесса..... 163

Черкасов Г.Н.Сержантова ., Е.А. Геохимия алюморудогенеза в тектоно-магматических циклах земли.....167

Чернышов А.И., Бетхер О.В., Пугачева. Е.Е. Неоднородность пластически деформированных ультрамафитов(по данным ЭПР и СВЧ).....171

Шабалин Л.И. Гранитизация как результат действия механизма диффузионного флюидозамещения.....176

3.ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ 180

Достовалова М.С. Особенности развития наледей в Кош-Агачском районе Республики Алтай.....181

Волкотруб Л.П., Дутова Е.М., Мотовилова Н.Ю., Наливайко Н.Г., Полиенко А.К., Шаловай В.В. Изучение влияния состава питьевых вод на состояние мочевыводящей системы животных (экспериментальные исследования).....185

Ильченко Н.В. Характеристика притока пыли на подстилающую поверхность в г.Томске по итогам снеговой съемки в 1996-1998гг.....190

Индукаев Ю.В. Особенности природопользования и своеобразие взаимоотношений человека с окружающей средой 194
Кац В.Е. Экологическое состояние района рудника "Веселый" в Республике Алтай 197
Летувнинкас А.И., Летувнинкас В.А .О системном подходе в геоэкологических исследованиях 201
Летувнинкас В.А. Свинец в природной среде и на территории г.Томска 208
Летувнинкас А.И,.Петров А.И. Методические аспекты экогеохимических работ с использованием снегового покрова 211
Моисеев С.В. Некоторые проблемы геологии 214
Собакин П.И., Чевычелов А.П. Радиоэкологическая обстановка в полосе прохождения проектируемого железнодорожного пути к Эльгинскому каменноугольному месторождению 216
Ходанович П.Ю., Смирнова О.К., Яценко Р.И. Природно-техногенные ореолы рассеяния Джидинского Гока и их влияние на окружающую среду 218
Чевычелов А.П., Собакин П.И. Эколого-геохимические аспекты миграции тяжелых нерадиоактивных и радиоактивных металлов в техногенных ландшафтах южной Якутии 222

Научное издание

Проблемы геологии и геохимии юга Сибири

Материалы конференции, посвящённой 110 – летию со дня рождения профессора И.К. Баженова, 24-26 октября 2000 года.

Редакционная коллегия: М.Д. Бабанский, В.А. Баженов, Г.Б. Князев (отв.редактор), С.И. Коноваленко, А.И. Летувнинкас, А.Д. Строителев.

ИПФ ТПУ

Подписано к печати 20.12.2000. Формат 60x84/16. Бумага офсетная №1.
Печать RISO. Усл.печ.л. 13.26. Уч.-изд.л. 12.0. Тираж 150 экз. Заказ № 31.
ИПФ ТПУ. Лицензия ЛТ №1 от 18.07.94. Типография ТПУ.
634034, Томск, пр.Ленина, 30.

1-876157
Томский государственный университет
Научная библиотека 00294600

Иван Кузьмич Баженов в памяти поколений

1. Геология и полезные ископаемые

2. Минералогия. Геохимия. Петрология. Минерагения

3. Экологические проблемы геологии и геохимии