Материалы
Всероссийской
конференции
с международным
участием

Петрология магматических и метаморфических комплексов

Выпуск 9

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

ПРАВИТЕЛЬСТВО РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрология магматических и метаморфических комплексов

Выпуск 9

Материалы IX Всероссийской конференции
с международным участием

28 ноября – 2 декабря 2017 года

Томск 2017

УДК 551.24
ББК 26.303

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

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

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

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

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

Кафедра петрографии Томского государственного университета

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

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

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

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

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

Petrography department of Tomsk State University

ISBN 978-5-89702-432-2

Издательство Томского ЦНТИ. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная.
Подписано в печать 22.11.2017 г. Заказ № 998. Тираж 110 экз.
Отпечатано в Томском ЦНТИ.
Россия, 634021, г. Томск, пр.Фрунзе, 115/3. Тел. (8-3822) 26-31-69

Владимиров В.Г.
ПРОИСХОЖДЕНИЕ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР МАГМАТИЧЕСКОГО МИНГЛИНГА В КОМБИНИРОВАННЫХ ГАББРОГРАНИТНЫХ ДАЙКАХ 67

Владимиров В.Г., Яковлев В.А., Кармышева И.В., Куйбида Я.В., Семенова Д.В.
ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ВОЗРАСТ, ОБСТАНОВКИ ВНЕДРЕНИЯ И СТАНОВЛЕНИЯ КОМБИНИРОВАННЫХ ДАЕК ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЮВ ТУВА) 70

Вовна Г.М., Мишкин М.А.
МЕТОДИКА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ИСХОДНЫХ ПРОТОЛИТОВ МЕТАМАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД НА ПРИМЕРЕ ГРАНУЛИТОВ НИМНЫРСКОГО БЛОКА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ) 73

Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Хлестов В.В., Травин А.В., Михеев Е.И., Руднев С.Н.
UHT МЕТАМОРФИЗМ ГРАНУЛИТОВ МЫСА КАЛТЫГЕЙ, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ: ПСЕВДОСЕКЦИИ И U-PB (SHRIMP) ВОЗРАСТ 85

Волынец А.О., Певзнер М.М., Толстых М.Л., Бабанский А.Д.
ВУЛКАНИЗМ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ В НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ 92

Волынец А.О., Мельников Д.В.
БАЗА ДАННЫХ ПО ГЕОХИМИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ 98

Врублевский В.В., Морова А.А., Бухарова О.В., Коноваленко С.И.
ГЕНЕЗИС ПОРОД ИЗ «СЕМЕЙСТВА» КАРБОНАТИТОВ В МАТЧАЙСКОМ ЩЕЛОЧНОМ ПЛУТОНЕ ТУРКЕСТАНО-АЛАЙСКОГО ХРЕБТА, КЫРГЫЗСКИЙ ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ 102

Гертнер И.Ф.
ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ МЕТОДИКИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ И ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА ПРИМЕРЕ АНАЛИЗА МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ 114

Гракова О.В.
УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЛЯРНОГО УРАЛА 116

Гринев О.М., Бестемьянова К.В., Гринев Р.О.
МОРФОСТРУКТУРЫ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЭМС-РАННЕЭЙФЕЛЬСКИХ ВУЛКАНИТОВ ЗМЕИНОГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (РУДНЫЙ АЛТАЙ) 118

Гринёв О.М., Гринёв Р.О., Богородов А.А., Адылбаев Р.Р.
ГЕОЛОГИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ БАЗАЛЬТ-ТРАХИТОВОЙ СЕРИИ РАННЕГО ДЕВОНА САРАЛИНСКОГО ГРАБЕНА (ХАКАСИЯ) 128

Джес Е.Н., Дьячков Б.А., Маслов В.И.
О НЕТРАДИЦИОННЫХ ТИПАХ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА 140

Долгушин С.С., Долгушин А.П.
ГЕНЕЗИС ЗОЛОТО-УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВИТВАТЕРСРАНДА (ЮАР) И ПРОБЛЕМА ИХ АНАЛОГОВ 144

Жилина Е.Н., Чернова О.С.
ПРОБЛЕМА ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИДЕНТИФИКАЦИИ И СИСТЕМАТИКИ ОСАДОЧНЫХ ЕДИНИЦ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ 150

Зыбин В.А.
ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ КРУПНО-СРЕДНЕМАСШТАБНОГО СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ (НА ПРИМЕРЕ АЛТАЯ) 156

Иванов Д.В., Толстов А.В., Иванов В.В.
МИНЕРАЛОГИЯ КИМБЕРЛИТОВ НОВОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ЯНВАРСКАЯ (ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ) 158

Избродин И.А., Рипп Г.С., Аюржанаева Д.Ц., Посохов В.Ф., Буянтуев М.В.
ВОЗРАСТ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦИТОВ И СИЛЛИМАНИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД КЯХТИНСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) 160

Избродин И.А., Дорошкевич А.Г.
ХАРАКТЕРИСТИКА РАННЕМЕЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ 167

Изох А.Э., Светлицкая Т.В., Чан Чонг Хоа, Шелепаев Р.А., Неволько П.А., Ву Хоанг Ли, Нго Тхи Хыонг.
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ КОМПЛЕКСА КАОБАНГ СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА И ИХ СВЯЗЬ С ЭМЕЙШАНЬСКОЙ КРУПНОЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПРОВИНЦИЕЙ 170

Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Руднев С.Н., Шелепаев Р.А., Яковлев В.А.
СИНКОЛЛИЗИОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЦАСП) 174

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

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

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

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

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

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

According to their chemical composition, the Kaltygei granulites can be divided into two groups: A and B. Group A contains granulites with high silica content and lower alumina and iron (> 70 wt. % SiO_2, 10-14.4 wt. % Al_2O_3, 4-10 wt. % FeO) as compared to granulites of Group B (50-59 wt. % SiO_2, 16.6-20.6 wt. % Al_2O_3, 12-16 wt. % FeO). Granulites are represented by various cordierite-biotite-sillimanite, garnet-hypersthene-sillimanite-cordierite, hypersthene-cordierite-sillimanite, garnet-cordierite-biotite-sillimanite gneisses. Opx-Sil-Qtz parageneses (Grt + Opx + Crd + Fsp + Sil + Qtz, Opx + Crd + Pl + Sil + Qtz) were found in granulites of Group A, which testify to UHT metamorphism. Other signs of UHT metamorphism are the presence of mesoperthitic K-Na feldspar and Al-orthopyroxene (up to 7-8 wt. % Al_2O_3). Granulites of Group B usually do not contain Opx-Sil-Qtz parageneses and are represented by the next associations: Grt + Crd + Bt + Pl + Kfs + Sil + Qtz (+ Sp), Crd + Kfs + Bt + Sil + Qtz. It should be noted that green spinel occurs only in the form of inclusions in garnet.

Garnets from granulites of Group A ($Alm_{58-65}Py_{33-38}Grs_{1-3}Sps_{0-1}$) are more magnesian ($X_{Mg}$ = 0.33-0.41) compared to garnets from granulites of Group B ($Alm_{65-71}Py_{25-30}Grs_{2-3}Sps_{1-2}$; X_{Mg} = 0.25-0.32). The content of Al_2O_3 in orthopyroxene of granulites of Group A varies from 8.0 to 4.5 wt. %, X_{Mg} = 0.57-0.66. Granulites of Group B don't contain orthopyroxene, with the exception of a single sample containing orthopyroxene ($Al_2O_{3=}$ 1.6-2.8 wt. %, X_{Mg} = 0.64-0.66). Cordierite, like sillimanite, is found in all samples and is the most magnesian phase (X_{Mg} = 0.79-0.89). There are no significant differences in mineral composition between different types of rocks. Biotite from different groups of granulites differs sharply in composition. Granulites of Group A contain aggregates of finely scaly high-magnesian–low-titanium biotite (TiO_2 = 3.6-0.9 wt. %, X_{Mg} = 0.74-0.86) replacing cordierite under amphibolite facies. Biotite of Group B is characterized by high contents of TiO_2 = 4.1-5.1 wt. % and lower X_{Mg} = 0.62-0.66. Granulites of Group A contain mesoperthitic feldspar, while in granulites of Group B, in addition to K-Na feldspar, plagioclase is also found: oligoclase (An_{25-30}) or andesine (An_{40-47}). Green spinel occurs only inside the garnet crystals in B-type granulites and is a solid solution of hercinite (50-65 %) - spinel (22-38%) - ghanite (9-16 %). The content of ZnO in spinel is 4.7-8.0 wt. %.

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

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

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

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

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

Ортопироксен-силлиманит-кварцевые ассоциации были обнаружены нами в гранулитах мыса Калтыгей на западном берегу оз. Байкал. Несмотря на то, что гранулиты Калтыгея известны уже давно, а цирконы из них уже неоднократно продатированы U-Pb изотопным методом (Бибикова и др., 1987, 1990; Летников и др., 1995; Poller et al., 2005; Donskaya et al., 2017), детальных исследований минеральных параге-

незисов этих пород, определения P-T условий метаморфизма до сих пор не проводилось. В этой работе мы попытались восполнить этот пробел, а также путем построения псевдосекций реконструировать P–T путь для UHT гранулитов Калтыгея, представляющих собой породы кристаллического фундамента Сибирского кратона.

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

Состав пород. По химическому составу гранулиты Калтыгея можно разделить на две группы: А и Б (табл. 1). В группу А входят гранулиты с высокими содержаниями кремнезема и более низкими глинозема и железа (> 70 мас.% SiO_2, 10–14.4 мас.% Al_2O_3, 4–10 мас.% FeO) по сравнению с гранулитами группы Б (50-59 мас.% SiO_2, 16,6–20,6 мас.% Al_2O_3, 12–16 мас.% FeO). Ортопироксен-силлиманит-кварцевые ассоциации, являющиеся признаком UHT метаморфизма, были обнаружены в той части гранулитов группы А, которая характеризуется самой высокой магнезиальностью (Mg# = 0.48-0.57).

Гранулиты представлены разнообразными кордиерит-биотит-силлиманитовыми, гранат-гиперстен-силлиманит-кордиеритовыми, гиперстен-кордиерит-силлиманитовыми, гранат-кордиерит-биотит-силлиманитовыми гнейсами. При этом в гранулитах группы А были установлены Opx-Sil-Qtz (рис. 2а) парагенезисы (Grt+Opx+Crd+Fsp+Sil+Qtz; Opx+Crd+Pl+Sil+Qtz), которые свидетельствуют об ультравысокотемпературном метаморфизме гранулитов Калтыгея (Волкова и др., 2015). Другими признаками UHT метаморфизма этих пород являются присутствие мезопертитового K-Na полевого шпата (рис. 2б) и высокие содержания Al_2O_3 в ортопироксене (до 7-8 мас. %). Гранулиты группы Б обычно не содержат Opx-Sil-Qtz парагенезисы и представлены следующими ассоциациями: Grt+Crd+Bt+Pl+Kfs+Sil+Qtz(+Sp), Crd+Kfs+Bt+Sil+Qtz. Следует отметить, что зеленая шпинель встречается только в виде включений в гранате (рис. 2в). Практически во всех образцах гранулитов встречаются крупные кристаллы циркона. Другие акцессорные минералы представлены гематитом, ильменитом, турмалином, апатитом, монацитом.

Химия минералов. Во всех типах гранулитов Калтыгея гранаты представлены пироп-альмандиновыми твердыми растворами, содержащими небольшие количества спессартинового и гроссулярового компонентов. При этом гранаты из гранулитов группы А ($Alm_{58–65}Py_{33–38}Grs_{1–3}Sps_{0–1}$) более магнезиальные ($X_{Mg}$ = 0.33-0.41) по сравнению с гранатами из гранулитов группы Б ($Alm_{65–71}Py_{25–30}Grs_{2–3}Sps_{1–2}$; X_{Mg} = 0.25-0.32). Зональность в гранатах практически отсутствует. Содержание Al_2O_3 в ортопироксене гранулитов группы А варьирует от 8.0 до 4.5 мас. %, при этом максимальные значения отмечаются в ортопироксенах из безгранатовых ассоциаций, и уменьшается от центра к краю зерен минерала. Следует отметить, что ортопироксены из безгранатовых ассоциаций содержат и гораздо больше MnO (1.7–2.2 мас. % против 0.01-0.12 мас. %). Магнезиальность ортопироксенов составляет X_{Mg} = 0.57-0.66, но в пределах шлифа варьирует в пределах 1-2 %. Ортопироксен в единственном образце пироксенсодержащего гранулита группы Б характеризуется низкими содержаниями Al_2O_3 (1.6-2.8 мас. %), но близкой магнезиальностью (X_{Mg} = 0.64-0.66). Кордиерит (рис. 2г), как и силлиманит, встречается во всех образцах и является самой магнезиальной фазой (X_{Mg} = 0.79–0.89). Не отмечается существенных различий составов минерала между различными типами пород. Общая сумма оксидов в анализах минерала составляет от 98.5 до 99.8 мас. %, что свидетельствует о небольших варьирующих содержаниях CO_2 в структуре кордиерита. Биотиты из разных групп гранулитов резко различаются по составу. Гранулиты группы А содержат агрегаты мелкочешуйчатого высокомагнезиального низкотитанистого биотита (TiO_2 = 3.6-0.9 мас. %, X_{Mg} = 0.74-0.86), замещающего кордиерит в условиях амфиболитовой фации. В то же время более железистые (X_{Mg} = 0.62–0.66) биотиты группы Б характеризуются высокими содержаниями TiO_2 = 4.1-5.1 вес. %. В целом биотиты гранулитов Калтыгея демонстрируют отрицательную корреляцию между магнезиальным номером и содержанием титана. В гранулитах группы А встречается главным образом мезопертитовый полевой шпат (рис. 2б), демонстрирующий структуры распада где ламели (Na+Ca) полевого шпата ($An_{1-18}Ab_{72-89}Or_{1-26}$) находятся в калиевом полевом шпате ($An_{0-1}Ab_{8-24}Or_{75-92}$). В гранулитах группы Б наряду с K-Na полевым шпатом ($An_{0-1}Ab_{8-13}Or_{86-92}$) встречается и плагиоклаз: олигоклаз (An_{25-30}) в ассоциации с гранатом (Grt +Crd + Bt + Pl + Kfs + Sil + Qtz $\pm$ Sp) и андезин (An_{40-47}) – в безгранатовой ассоциации (Opx + Crd + Bt + Pl + Kfs + Sil + Qtz). Зеленая шпинель встречается только внутри кристаллов граната в гранулитах типа Б и представляет собой твердый раствор герцинит (50-65 %) – шпинель (22-38 %) – ганит (9-16 %) с низкими содержаниями Cr_2O_3 (0.15-1.20 вес. %). Содержание ZnO в шпинели составляет 4.7-8.0 вес.%, X_{Mg} = 0.26–0.43. Следует отметить, что зерна шпинели практически не зональные, но существенно отличаются друг от друга по составу даже в пределах одного шлифа, и даже одного и того же минерала-хозяина.

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

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

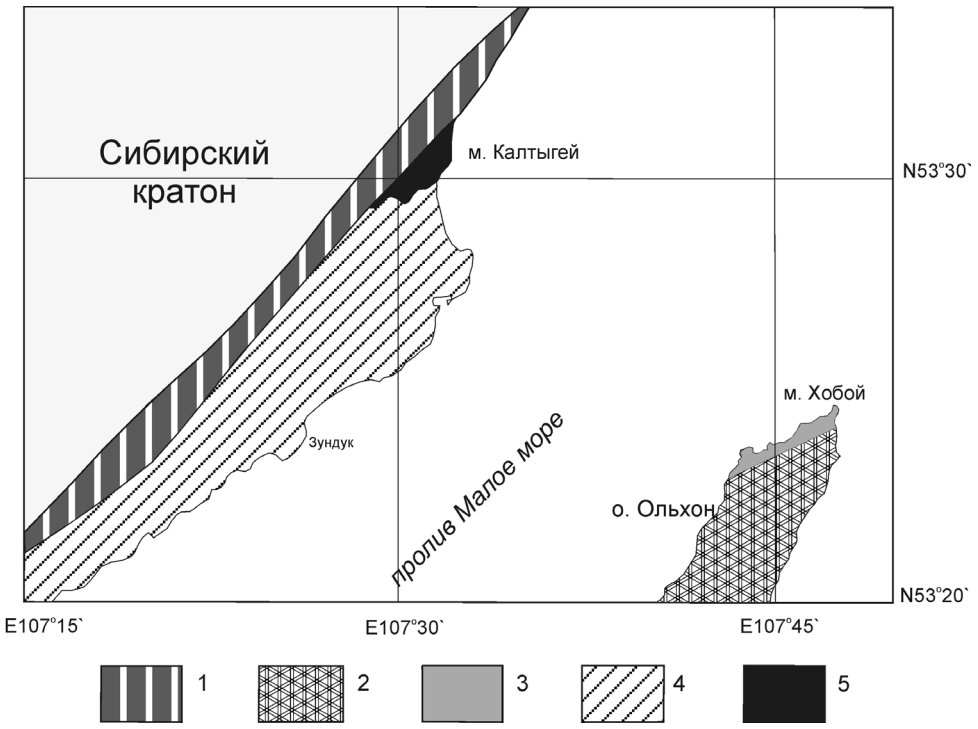

Рис. 1. Упрощенная геологическая схема северной части западного Прибайкалья. 1 – раннепалеозойские бластомилониты коллизионного шва; 2 – раннепалеозойские метаморфические породы амфиболитовой фации зоны Анга-Сахюрты; 3 – гранулиты Чернорудской зоны; 4 – неопротерозойские гнейсы и гранито-гнейсы зоны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

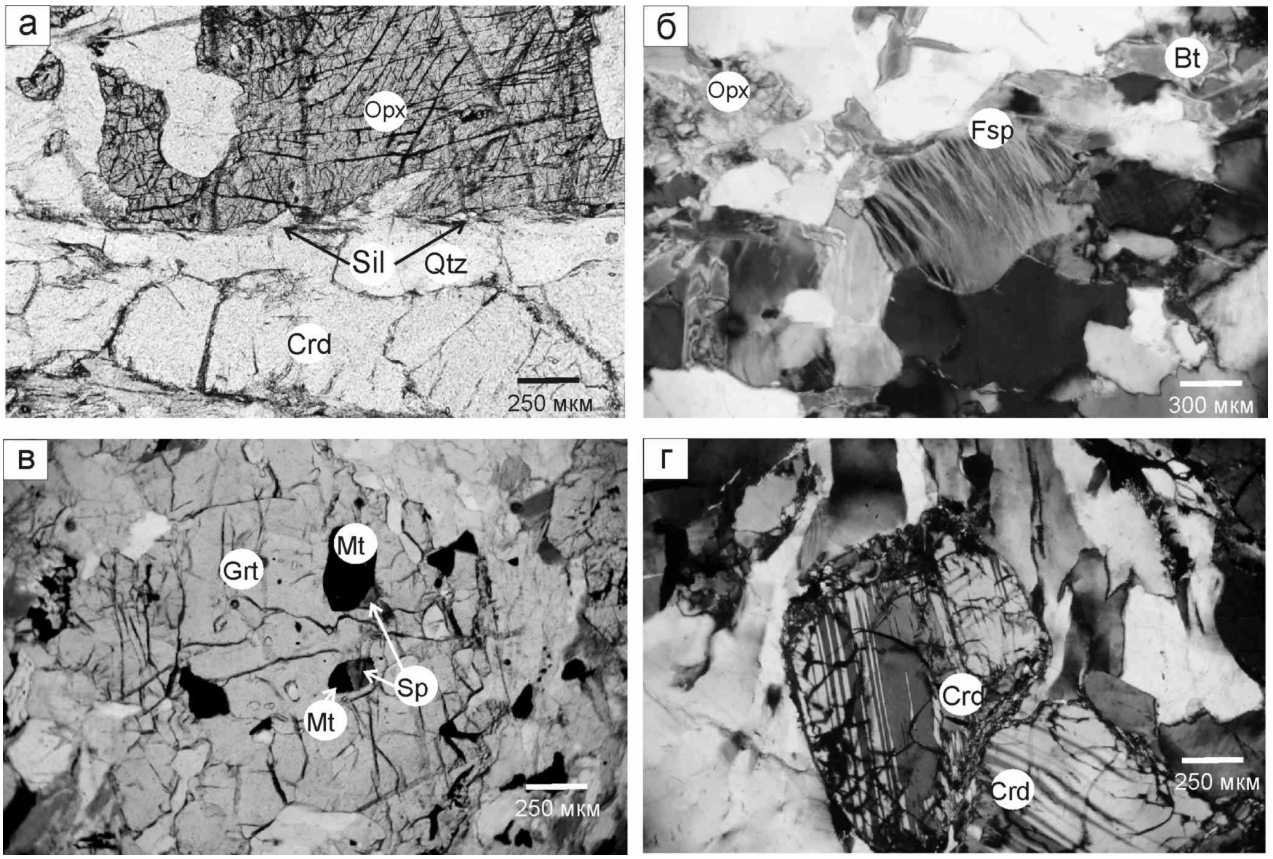

Рис. 2. Фотографии шлифов UHT гранулитов мыса Калтыгей, западное Прибайкалье: а – критическая Opx-Sil-Qtz ассоциация: структурные взаимоотношения Opx и Sil свидетельствуют об их одновременной кристаллизации, б – мезопертитовый полевой шпат, в – герцинит-магнетитовые включения в порфиробласте граната,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

P–T псевдосекции для UHT гранулитов Калтыгея рассчитывались в системе $MnO–Na_2O–CaO–K_2O–FeO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O–TiO_2$ (MnNCKFMASHT) в интервале давлений 6–10 кбар и температур 750–1050°C с использованием программного комплекса PERPLE_X (Connoly, 2005) и взаимосогласованной термодинамической базы данных (Holland and Powell, 1998). Рассчитанные псевдосекции (рис. 3) показывают, что гранат устойчив при P > 6-8 кбар, биотит исчезает полностью при температуре > 800°C, а ортопироксен + силлиманит + кварц стабильны только при высоких T > 800°C и P > 8.5 кбар. Нанесение на псевдосекции минеральных изоплет позволило оценить P-T условия пика метаморфизма и реконструировать ретроградный участок P-T трендов для гранулитов Калтыгея. В качестве изоплет использовались содержание Al в ортопироксене, уменьшающееся от 0.29 до 0.19 ф.е., и X_{Ca} в гранате, варьирующее от 0.009 до 0.013. Оценки пика P-T условий метаморфизма гранулитов Калтыгея оцениваются в 950°C и 9.2 кбар, а ретроградный участок пути можно определить как субизобарическое остывание (IBC).

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

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

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

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

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

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

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

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

Выводы. 1. Ультравысокотемпературные (UHT) гранулиты дают важные сведения об эволюции коры и тектонической истории Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Палеопротерозойские гранулиты мыса Калтыгей на западном берегу оз Байкал содержат диагностическую для UHT метаморфизма ассоциацию высокоглиноземистого ортопироксена (Al_2O_3 до 7-8 вес.%), силлиманита и кварца.

Таблица 1.

Химический состав гранулитов Калтыгея

№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Ba	Sr	Zr	п.п.п	сумма	Mg#
	Группа А-1 (SiO_2 > 68 мас. %, Al_2O_3 < 15 мас. %, Mg# < 0.30)															
14-43	70.40	0.55	14.41	3.92	0.04	1.00	2.67	3.61	2.88	0.10	0.08	0.03	0.02	0.31	100.03	0.221
14-52	72.98	1.17	9.63	9.00	0.08	1.92	2.01	1.31	1.45	0.04	0.03	0.01	0.02	0.55	100.21	0.192
15-1	71.88	0.60	12.43	3.50	0.03	0.73	1.29	2.27	5.11	0.12	0.25	–	–	1.23	99.47	0.189
15-3	72.73	0.30	11.75	7.95	0.08	2.69	0.38	0.86	3.12	0.04	0.13	–	–	0.36	100.42	0.273
15-4	71.09	0.52	12.52	4.28	0.04	0.72	1.48	2.41	4.91	0.10	0.17	–	–	0.88	99.16	0.158
14-56	70.06	1.12	11.91	8.05	0.13	2.11	2.68	1.79	1.48	0.06	0.03	0.01	0.03	0.56	100.02	0.226
Em15-01	69.26	0.86	13.40	8.09	0.08	1.75	2.47	1.56	1.32	0.07	0.03	–	–	1.07	100.07	0.194
Em15-02	68.29	1.31	10.88	11.42	0.13	2.67	2.11	1.28	0.93	0.06	0.03	–	–	0.78	100.01	0.206
Em15-10	68.01	1.20	12.35	10.37	0.09	2.62	1.93	1.46	1.62	0.07	0.04	–	–	0.51	100.36	0.219
Xl-2	74.18	0.30	12.00	4.58	0.05	0.46	1.10	1.60	5.30	0.07	0.05	–	–	0.49	100.23	0.100
	Группа А-2 (SiO_2 > 70 мас. %, Al_2O_3 < 12 мас. %, Mg# > 0.45)															
14-47	76.27	0.28	10.89	4.49	0.02	5.47	0.15	0.20	1.37	0.04	0.04	0.00	0.04	1.00	100.07	0.575
14-48	79.91	0.15	10.63	2.88	0.02	3.47	0.11	0.20	1.67	0.01	0.04	0.01	0.02	1.00	100.02	0.572
14-49	77.40	0.22	11.28	2.17	0.01	2.23	0.79	1.46	3.72	0.02	0.08	0.02	0.04	0.58	100.04	0.534
14-50	77.07	0.24	11.10	3.31	0.01	2.83	0.19	0.74	3.63	0.01	0.08	0.01	0.04	0.77	100.05	0.487
15-5M	76.02	0.33	11.20	4.03	0.02	3.41	0.49	1.28	2.12	0.04	0.06	–	–	1.17	100.27	0.485
	Группа Б (SiO_2 < 60 мас. %, Al_2O_3 > 16 мас. %, Mg# < 0.30)															
14-53	55.35	1.27	18.86	14.43	0.13	3.22	2.05	1.55	2.41	0.06	0.06	0.01	0.02	0.71	100.15	0.199
14-54	52.37	1.50	19.57	16.95	0.19	4.04	1.66	1.22	1.81	0.05	0.06	0.01	0.02	0.94	100.4	0.209
14-55	54.91	1.21	18.96	14.35	0.13	3.38	1.79	2.65	2.49	0.06	0.06	0.01	0.02	0.22	100.26	0.207
14-55A	53.52	1.30	19.28	15.26	0.16	3.79	1.91	2.33	2.36	0.06	0.06	0.01	0.02	0.07	100.13	0.216
Em15-03	49.67	1.34	20.59	16.55	0.17	3.90	2.02	1.31	2.09	0.06	0.06	–	–	1.18	99.06	0.208
Em15-04	53.56	1.29	19.13	15.94	0.19	3.44	1.97	1.39	1.79	0.06	0.06	–	–	1.11	100.03	0.193
Em15-05	51.86	1.22	19.94	15.67	0.15	3.52	1.38	1.25	2.64	0.07	0.07	–	–	1.17	99.05	0.200
Em15-06	56.86	1.04	17.95	12.06	0.16	3.18	2.26	1.64	2.75	0.10	0.09	–	–	1.51	99.80	0.227
Em15-11	59.06	1.18	16.56	13.34	0.12	3.08	2.51	1.79	1.60	0.07	0.05	–	–	0.76	100.22	0.204
Xl-1	53.04	1.15	20.54	15.15	0.10	3.70	1.40	1.11	2.88	0.07	0.07	–	–	1.03	100.35	0.214

Fe_2O_3* = FeO + Fe_2O_3. Mg# = MgO/(MgO+FeO_{tot}).

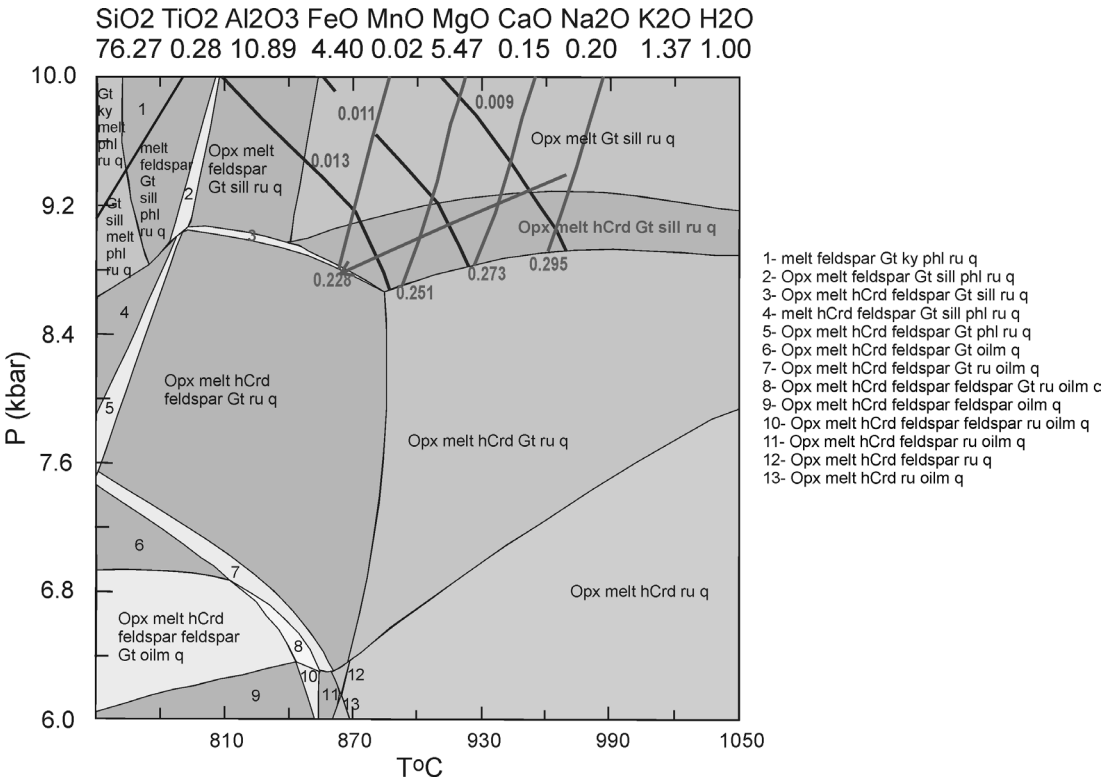

Рис. 3. P-T псевдосекция, рассчитанная для гранулита с мыса Калтыгей. Для определения пика и эволюции метаморфических условий использованы также изоплеты содержаний Al в ортопироксене и X_{Ca} =Ca/(Ca+Fe+Mg+Mn) в гранате Стрелкой показан тренд изменения P-T условий.

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

2. Средневзвешенный $^{206}Pb/^{238}U$ возраст, полученный по цирконам U-Pb изотопным методом (SHRIMP), составляет 1868 ± 6 млн лет и 1866 ± 4 млн лет, который интерпретируется как время пика метаморфизма. Таким образом, формирование гранулитов Калтыгея с IBC-трендом эволюции может быть обусловлено разогревом при поступлении мантийных базитовых магм (magmatic underplating) вдоль континентальной окраины и последующим остыванием до достижения нормальной коровой температуры в период постколлизионного растяжения. Отметим, что возраст метаморфизма (1.88-1.87 млрд лет) гранулитов Калтыгея близок к возрасту завершения основных коллизионных и постколлизионных событий, произошедших в палеопротерозойский этап по периферии Сибирского кратона.

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

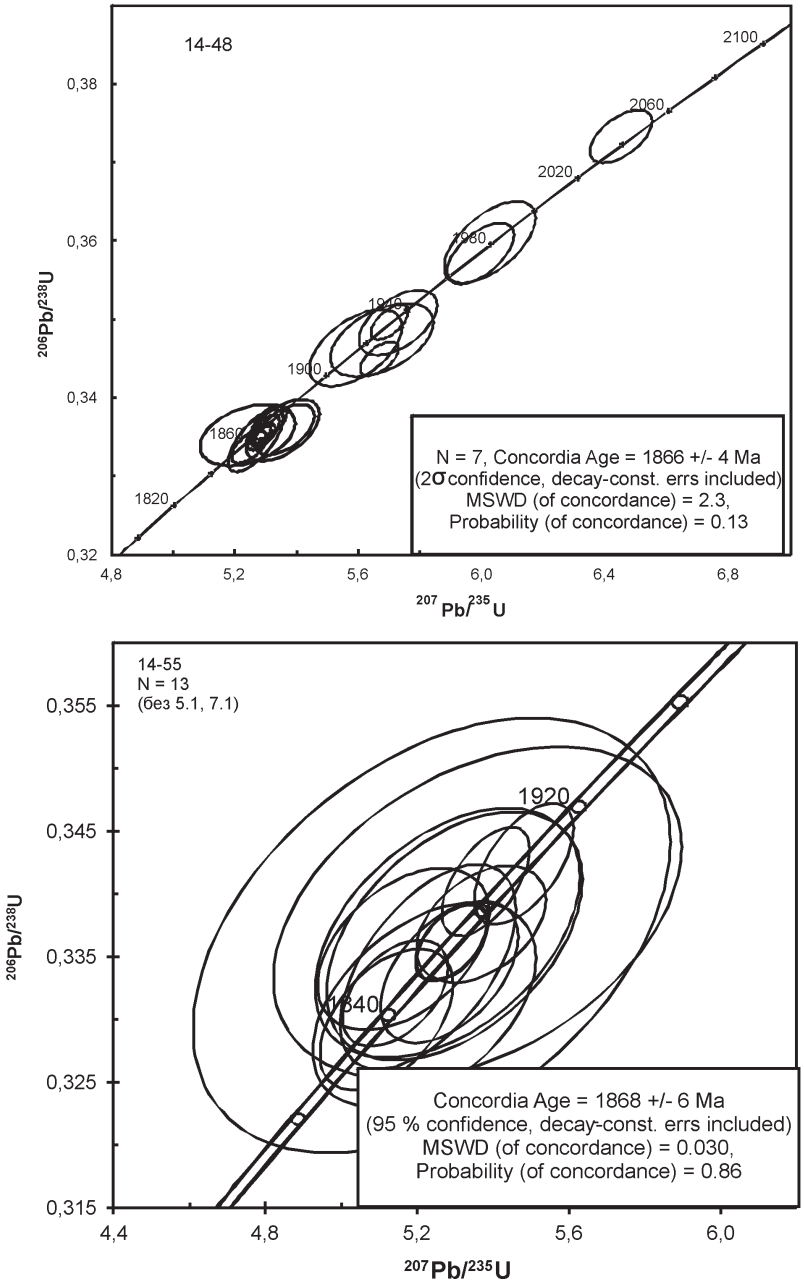

Рис. 4. Диаграммы с конкордией для цирконов из гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритового (обр. 14-48: Grt_{62-63} + Opx_{41-43} + Crd_{19-22} + Bi_{14-21} + Kfs + Sil + Qtz) и гранат-кордиерит-биотитового (обр. 14-55: Grt_{68-71} +Crd_{19-22} + Bi_{35-38} + Pl_{26-29} + Kfs + Sil + Qtz (+Sp)) гранулитов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

Список литературы

1. Бибикова Е.В., Кориковский С.П., Кирнозова Т.И., Сумин Л.В., Аракелянц М.М., Федоровский В.С., Петрова З.И. Определения возраста пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса изотопно-геохронологическими методами // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза: Сб. ст. / АН СССР. Ин-т геохимии и аналит. химии им.В.И. Вернадского, комис. по изотоп. геохронологии, 1987. С. 154-164.
2. Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В., Богдановский О.Г., Кирнозова Т.И., Ляликов А.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С., Петрова З.И., Левицкий В.И. U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170-183.
3. Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Михеев Е.И., Хлестов В.В., Владимиров А.Г., Травин А.В. UHT метаморфизм гранулитов мыса Калтыгей, Западное Прибайкалье // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы науч. совещ. Вып. 13. Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2015. С. 37-39.
4. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Писаревский С.А., Вингейт М., Седерлунд У. Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: Обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // Геотектоника. 2012. № 4. С. 28-41.
5. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 253–279.
6. Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б. Изотопное датирование эндогенных процессов в Приольхонье// Доклады Академии наук. 1995. Т. 344(1). С. 96-100.
7. Мехоношин А.С., Эрнст Р., Сёдерлунд У., Гамильтон М., Колотилина Т.Б., Изох А.Э., Поляков Г.В., Толстых Н.Д. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 1043-1057.
8. Туркина О.М., Сухоруков В.П. Возрастные рубежи и условия метаморфизма маических гранулитов в раннедокембрийском комплексе Ангаро-Канского блока // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 11. С. 1961-1986.
9. Aranovich L.Y., Berman R.G. A new garnet-orthopyroxene thermometer based on reversed Al_2O_3 solubility in FeO–Al_2O_3–SiO_2 orthopyroxene // Amer. Mineral. 1997. V. 82. P. 345–353.
10. Berman R.G., Aranovich L.Y. Optimized standard state and solution properties of minerals // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. № 1–2. P. 1–24.
11. Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth and Planetary Science Letters. 2005. V. 236. P. 524-541.
12. Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J. Pre-collisional (>0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. V. 42. P. 243–263.
13. Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature geosciences. 2016. V. 9. P. 1-33.
14. Harley S.L. On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism / In: Treloar P.J., O'Brien P.J. (Eds.), What Drives Metamorphism and Metamorphic Relations?. Spec. Publ. Geol. Soc., London, 1998. P. 81-107.
15. Harley S.L. Refining the P-T records of UHT crustal metamorphism // Journal of Metamorphic Geology. 2008. V. 26. P. 125-154.
16. Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // Journal of Metamorphic Geology. 1998. V. 16. P. 309-343.
17. Kawasaki T., Motoyoshi Y. Solubility of TiO_2 in garnet and orthopyroxene: Ti thermometer for ultrahigh-temperature granulites // Online Proceedings of 10th ISAES, U.S. Geological Survey and The National Academies; Open-File Report 2007- 1047, Short Research Paper 038, 4 p.; doi:10.3133/of2007- 1047.srp038.
18. Kelsey D.E. On ultrahigh-temperature crustal metamorphism // Gondwana Research. 2008. V. 13. P. 1-29.
19. Kelsey D.E., Hand M. On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings // Geoscience Frontiers. 2015. V. 6(3). P. 311-356.
20. Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Palaeoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // Precambrian Research. 2005. V. 136. P. 353-368.
21. Wells P.R.A. Chemical and thermal evolution of Archaean sialic crust, southern West Greenland // Journal of Petrology. 1979. V. 20. P. 187–226.