

УДК 553.22 (571.5)

КАРБОНАТНО-ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ УРАНОВОГО ПРОЯВЛЕНИЯ ПЕСЧАНОЕ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

© 2021 г. В. Б. Савельева^{а,*}, Е. П. Базарова^а, Е. И. Демонтерова^а, А. В. Иванов^а

^аИнститут земной коры СО РАН, ул. Лермонтова, 128, Иркутск, 664033 Россия

*e-mail: vsavel@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 06.06.2019 г.

После доработки 08.07.2020 г.

Принята к публикации 28.07.2020 г.

Метасоматические преобразования в катаклазированных гранитах приморского комплекса PR₁ в южной части Сибирского кратона представлены альбитизацией, рибекитизацией, сопряженной микроклинизацией, доломитизацией и завершились образованием гидротермальных кварц-карбонатных жил. Во вмещающих гранитах метавулканиках проявлены альбитизация, эпидотизация и карбонатизация. Парагенезисы минералов и данные минеральной термометрии свидетельствуют о протекании гидротермально-метасоматических процессов в интервале от 400–500 до 200–25°C. Кальцит, отложившийся на ранней стадии, имеет значения $\delta^{13}\text{C} - (3.2-3.3)\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} + (8.3-9.4)\text{‰}$, железистый доломит $\delta^{13}\text{C} - (1.6-1.9)\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} + (10.6-11.1)\text{‰}$. Рассчитанные значения $\delta^{13}\text{C}$ в CO₂, содержащейся во флюиде, из которого отлагался кальцит при 450°C (около $-(0.7-0.8)\text{‰}$), указывают на морские карбонаты в качестве источника CO₂; рассчитанные значения $\delta^{18}\text{O}$ во флюиде, равновесном с кальцитом (от +5.4 до +6.5‰) показывают, что флюид претерпел изотопный обмен с магматическими силикатными породами при повышенных температурах и низком отношении флюид-порода. Начальные отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_T в новообразованных кальците (0.718087) и доломите (0.712033) и значения $e\text{Nd}_T = -(7.3-8.2)$ свидетельствуют о ведущей роли верхнекорового источника вещества. Максимальные концентрации U (в среднем 52 г/т) содержат альбит-биотит-магнетитовые сланцы на контакте с измененными гранитами. Концентраторами U в метасоматически измененных породах являются минералы группы кривонита, циркон и торит.

Ключевые слова: карбонатно-щелочные метасоматиты, граниты, альбитизация, рибекитизация, доломитизация, изотопы С и О, уран, кривонита группа, Прибайкалье

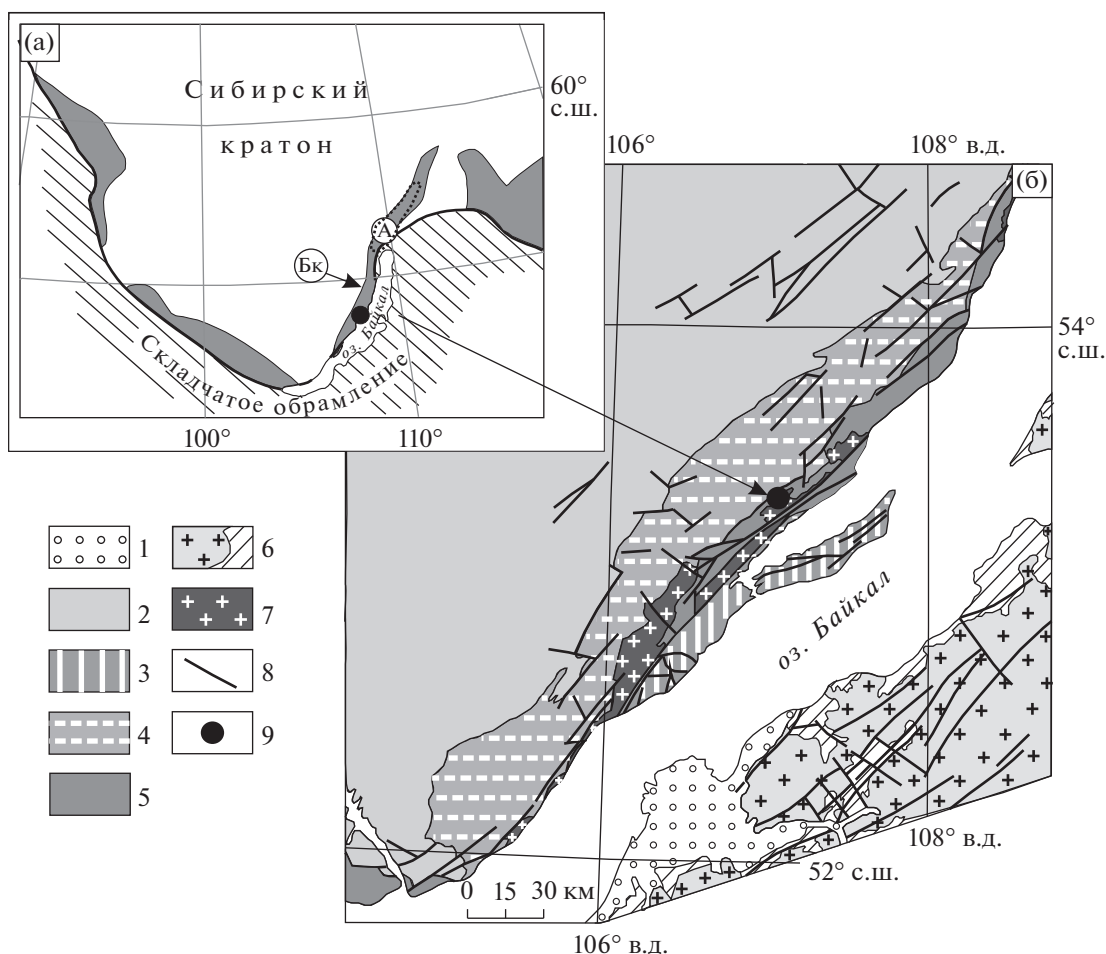
DOI: 10.31857/S0016777020060064

ВВЕДЕНИЕ

Альбитизация и сопутствующая ей карбонатизация являются важными признаками при поисках гидротермальных урановых месторождений. Месторождения урана в связи со средне- и низкотемпературными натровыми метасоматитами формируются в процессе тектоно-магматической активизации древних платформ или на поздних стадиях развития складчатых областей и контролируются зонами глубинных разломов (Гидротермальные..., 1978; Машковцев и др., 2010). К числу наиболее изученных объектов относятся месторождения Кировоградского района Украинского щита (Казанский и др., 1978; Белевцев и др., 1986; Шмураева, 1995), Австралии (Polito et al., 2009; Wilde et al., 2013), Гайаны, Юж. Америка (Cinélu, Cuney, 2006; Alexandre, 2010), районов Биверлодж в Канаде (Kennicott et al., 2015). В то же время, хотя урановые альбититовые месторождения широко рас-

пространены и имеют важное экономическое значение, остается много вопросов в отношении состава минерализующих флюидов, их источников, физико-химических условий отложения руды, возможной генетической связи с карбонатитовым и/или щелочным магматизмом и др. (Wilde, 2013).

В пределах южной окраины Сибирского кратона к числу ураноносных провинций относится Северо-Прибайкальский регион (Машковцев и др., 2010). Структурная позиция месторождений и проявлений урана в этом регионе определяется их приуроченностью к раннепротерозойским поднятиям, сформированным в зоне краевого шва Сибирской платформы, на границе со складчатым обрамлением. Наиболее изученным в пределах региона является Ачитканский золото-ураноносный район (фиг. 1а), отличающийся высокой радиогеохимической специализацией плутони-



Фиг. 1. Схемы расположения объекта.

(а) серым цветом показаны краевые выступы фундамента кратона, Бк – Байкальский выступ; пунктирная линия – контур золото-ураноносного Аkitканского района (А) по (Машковцев и др., 2010); (б) 1 – кайнозойские отложения; 2 – фанерозойский чехол Сибирской платформы; 3 – раннепалеозойская Ольхонская коллизионная система; 4 – неопроterозойская осадочная толща (байкальская серия); 5 – раннедокембрийские образования; 6 – позднепалеозойские гранитоиды Ангаро-Витимского батолита с метаморфическими породами рамы; 7 – палеопротерозойские постколлизийные граниты приморского комплекса; 8 – главные разломы; 9 – местонахождение карбонатно-щелочных метасоматитов.

ческих и вулканических пород и развитием урановой минерализации в связи с зонами эйситизации и березитизации.

В продолжении Аkitканского ураноносного района на юг геологами Сосновской экспедиции выявлены рудопоявления урана, которые располагаются среди гранитов приморского комплекса PR_1 и во вмещающих граниты метаморфических породах. Граниты на многих участках альбитизированы и содержат редкометалльную минерализацию. Рудопоявление Песчаное в южной части Байкальского хребта (фиг. 1б) связано с альбитрибекитовыми метасоматитами, сопровождающимися карбонизацией. Такой тип метасоматитов является новым для Западного Прибайкалья. Целью работы являлась петрографическая, геохимическая и изотопно-геохимическая характеристика метасоматитов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Рассматриваемая территория сложена терригенными и вулканогенными породами сарминской серии палеопротерозоя, метаморфизованными в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Эти породы прорываются высококалийными гранитами приморского комплекса с возрастом 1859 ± 16 млн лет (U–Pb датирование циркона) (Донская и др., 2003), входящими в состав Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, который протягивается вдоль всего южного края Сибирского кратона (Ларин и др., 2003). Биотитовые, биотит-амфиболовые и лейкократовые граниты приморского комплекса слагают вытянутые массивы, ориентированные субпараллельно краю кратона; общая протяженность выхо-

дов составляет свыше 200 км (фиг. 16). Породы сарминской серии и граниты интродуцированы дайками габбро-диабазов с возрастом 787 ± 21 млн лет (Gladkochub et al., 2010) и небольшими телами перидотитов. На западе породы сарминской серии перекрываются или граничат по зонам разломов с образованиями байкальской серии верхнего рифея–венда, представляющими собой отложения пассивной континентальной окраины Сибирского кратона. На востоке по зоне коллизионного шва докембрийские образования граничат с раннепалеозойским Ольхонским композитным террейном Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Проявление карбонатно-щелочных метасоматитов с бедной урановой минерализацией (гидратированный настуран) было открыто в 70-е годы XX века геологами Е.А. Максимовым и Г.П. Кизияровым. Район рудопроявления (фиг. 2а) сложен биотит-хлорит-эпидотовыми и хлорит-серицитовыми сланцами, метаэффузивами основного и среднего состава, полевошпато-кварцевыми метапесчаниками, метагравелитами. Значительную часть территории занимают граниты приморского комплекса, представленные двумя фазами внедрения. Породы первой (главной) интрузивной фазы представлены овоидными или гнейсовидными биотитовыми гранитами и крупно-среднезернистыми, равномернозернистыми лейкократовыми гранитами и граносиенитами (аляскитами), породы второй интрузивной фазы – мелко-среднезернистыми лейкократовыми гранитами. Рудопроявление располагается среди метаэффузивов вблизи штокообразного массива аляскитов площадью около 10 км² (фиг. 2а). Породы иликтинской свиты и граниты секутся разломами преимущественно северо-восточного и северо-западного простираний. В зонах разломов породы рассланцованы, катаклазированы, милонитизированы, а на участке рудопроявления в зоне шириной около 50–70 м претерпели карбонатизацию и щелочной метасоматоз.

Обнаженность территории плохая. По данным Е.А. Максимова (фиг. 2б), горными выработками среди метаэффузивов и альбит-биотит-магнетитовых сланцев были вскрыты два пластообразных тела метасоматитов, представляющих собой буровато-серую среднезернистую породу, состоящую из калиевого полевого шпата, кварца, альбита, рибекита, карбоната и рудных минералов. Метасоматиты претерпели правосторонний сдвиг по зоне субмеридионального тектонического нарушения, которое выполнено кварц-карбонатной жилой с сульфидной минерализацией.

Авторами статьи метасоматиты изучались в полуразрушенных горных выработках. Как показало петрографическое изучение, субстратом для метасоматитов послужили, главным образом, катаклазированные и на отдельных участках мило-

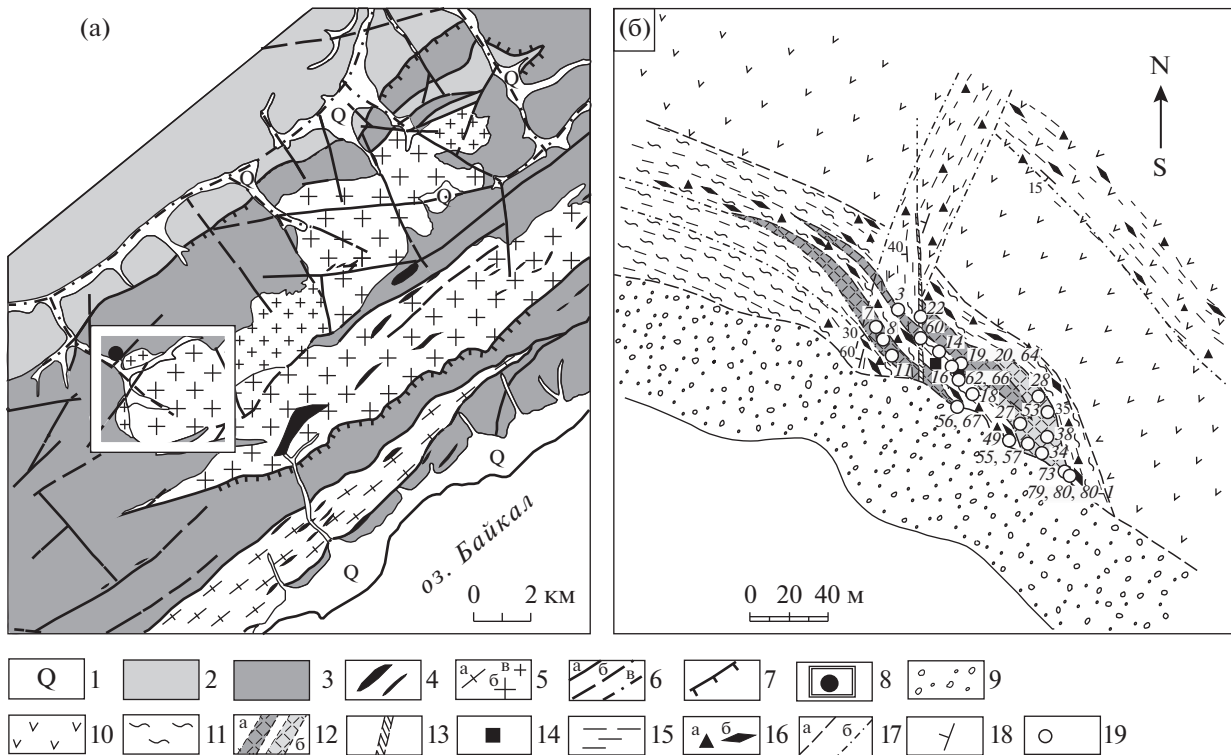
нитизированные граниты, вероятно, апофизы расположенного поблизости гранитного массива (фиг. 2а). Среди измененных гранитоидов обнаружены обломки метаморфизованных лампрофиров мощностью до 0.5 м.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализы химического состава пород и изотопных отношений Sr и Nd выполнены в Центре коллективного пользования Института земной коры СО РАН “Геодинамика и геохронология”. Химический состав пород изучены следующими методами: петрогенные оксиды и F – методом “мокрой” химии, Li – фотометрии пламени, Sr, Ba, Zr, Nb, Y, Ta, Th, U, Sc, V, Cr, Ni, Co, Pb, Zn, Cu – рентгенофлуоресцентным методом с использованием рентгенофлуоресцентного спектрометра с волновой дисперсией S8 TIGER (Bruker AXS, Германия). В 6 пробах выполнено определение PЗЭ, Sr, Ba, Zr, Hf, Nb, Y, Ta, Th, U, Pb на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ICP–MS) Agilent 7500 ce по методике (Panteeva et al., 2003).

Изотопные исследования Sr и Nd в новообразованных карбонатах выполнены для кислотных вытяжек в 2n HCl из содержащего кальцит альбит-рибекитового метасоматита и метасоматического доломитового прожилка, с целью исключения контаминации силикатным материалом. Изотопные отношения Nd и ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd определены с добавлением ¹⁴⁹Sm–¹⁵⁰Nd трассера, а Sr и ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr с добавлением ⁸⁴Sr–⁸⁵Rb трассера. Выделение Sr, Rb и PЗЭ проводилось на катионообменных колонках объемом 2 мл, заполненных смолой BioRed AG 50Wx8-mesh. Очистка стронция проводилась на этих же колонках. Разделение Sm и Nd проводилось на колонках, заполненных смолой LnSpec (Pin, Zaldugui, 1997). Изотопные отношения Sr, Rb, Nd и Sm измерялись на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Finnigan MAT262. В период измерений значения изотопного стандарта стронция NBS 987 составили ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.710268 ± 0.000011 , JNd–1 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512087 ± 0.000005 .

Анализы минералов выполнены С.В. Канакиным в Геологическом институте СО РАН (ГИН СО РАН г. Улан-Удэ) на электронном сканирующем микроскопе LEO-1430VP (Carl Zeiss International) с энергодисперсионным анализатором INCAEnergy 350 (Oxford Instruments Analytical Ltd.) и В.В. Шарыгиным в Институте геологии и минералогии СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Ltd) с системой микроанализа INCA Energy 450+ (Oxford Instruments Ltd). Измерения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах выполнены на газовом



Фиг. 2. Схема геологического строения района исследований (а) и проявления карбонатно-щелочных метасоматитов Песчаное (по Е.А.Максимову, с дополнениями) (б).

(а) 1 – четвертичные отложения; 2 – байкальская серия R–V: доломиты, мергели, песчаники, известняки, глинистые сланцы, алевролиты; 3 – метаморфические образования сарминской серии PR₁ нерасчлененные: гнейсы амфиболовые, биотит-амфиболовые, биотитовые, кварциты, слюдястые кварциты, мраморы доломитовые и известковые, сланцы слюдястые, сланцы серицит-хлоритовые, песчаники, эффузивы основного и среднего состава; 4 – дайки диабазов, тела перидотитов R; 5 – граниты приморского комплекса PR₁: а, б – первой фазы (а – гнейсовидные биотитовые, б – крупно- и среднезернистые биотитовые и лейкократовые), в – второй фазы мелкозернистые, лейкократовые; 6 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые, в – скрытые под четвертичными образованиями; 7 – надвиги; 8 – участок работ и местонахождение рудопоявления; (б) 9 – аллювиальные отложения; 10 – метавулканы массивные и миндалекаменные; 11 – сланцы альбит-биотит-магнетитовые; 12 – метасоматиты по катаклазированным и милонитизированным гранитоидам: а – альбит-рибекитовые; б – доломит-микроклиновые; 13 – кварц-карбонатная жила с сульфидной минерализацией; 14 – места находок метаморфизованных ультрамафических лампрофиров; 15 – зоны расчленения; 16 – процессы гидротермального изменения: а – окварцевание, б – карбонатизация; 17 – контакты: а – петрографических разностей пород, б – зон тектонических нарушений; 18 – элементы залегания сланцеватости с указанием направления и угла падения; 19 – места отбора и номера проб.

масс-спектрометре Finnigan MAT 253 в режиме постоянного потока гелия в Центрах коллективного пользования ИГМ СО РАН (В.А. Пономарчук) и ГИН СО РАН (В.Ф. Посохов).

ПЕТРОГРАФИЯ

В пределах рудопоявления метаморфизованные вулканы представлены мелкозернистыми, неотчетливо полосчатыми, сланцеватыми породами зеленовато-серого цвета, иногда с миндалекаменной структурой. Они сложены альбитом, эпидотом, хлоритом, биотитом, иногда присутствует актинолит. В основной массе наблюдаются обособления эпидота величиной до 1 см. Акцессорный магнетит распределен неравномерно, с обогащением отдельных слоев. Проявлены послынная

карбонатизация (кальцит), слабое окварцевание, среди кальцита отмечается барит.

Альбит-биотит-магнетитовые сланцы, непосредственно вмещающие тела метасоматически измененных гранитов (фиг. 2б), представляют собой мелкозернистые породы темно-серого цвета. Они на 70–75% сложены альбитом, а также биотитом, кварцем и обильным магнетитом. Биотит и магнетит слагают тонкие прослои, придающие породе полосчатый облик; в некоторых прослоях магнетит преобладает над биотитом. На отдельных участках в сланцах наблюдаются скопления эпидота, рассеянный кальцит. Породы несут следы катаклаза, сопровождавшегося перекристаллизацией и укрупнением биотита, магнетита и образованием секущих прожилков кальцита.

Граниты первой фазы приморского комплекса, слагающие массив к юго-востоку от рудопоявления (фиг. 2а), на 50–60% сложены микропертитовым калиевым полевым шпатом, на 30–40% кварцем, а на серицитизированный кислый плагиоклаз и альбит приходится 5–7%. В гранитах второй фазы количество кислого плагиоклаза 8–10% (фиг. 3а). Темноцветный минерал (около 3%) представлен биотитом, частично замещенным мусковитом или хлоритом. Граниты содержат акцессорные флюорит, турмалин, фторкарбонаты РЗЭ, фергусонит-(Y), иттриалит-(Y), поликраз-(Y) (замещаемый браннеритом), ксенотим-(Y), циркон, монацит-(Ce), торит, ильменит.

В пределах рудопоявления совершенно неизмененных гранитов нет. Все они в той или иной мере катаклазированы (фиг. 3б), местами милонитизированы и в разной степени метасоматически изменены. При умеренно проявленных деформациях и замещениях в породах сохраняются реликты гранитной структуры и минеральный состав, характерный для аляскистов.

Метаморфизованные лампрофиры представляют собой сланцеватые меланократовые породы с вкрапленниками биотита величиной до 1.5 см, обособлениями кальцита и основной мелко-среднезернистой массой, сложенной биотитом, кальцитом, актинолитом. Акцессорные минералы представлены титаномagnetитом, фторапатитом, рутилом, титанитом, баритом, ильменитом, алланитом-(Ce).

ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

В биотитовых сланцах проявлена лейстовая и порфиробластическая альбитизация, которая сопровождается осветлением пород, исчезновением эпидота, уменьшением количества биотита и увеличением количества магнетита. В сланцах наблюдаются послойные, реже секущие прожилки кальцита; с кальцитом часто ассоциируются апатит и рутил. Иногда порфиробластическая альбитизация сопровождается появлением щелочного амфибола. На отдельных участках в сланцах проявлена доломитизация с образованием мелкозернистых пород, сложенных альбитом, доломитом, магнетитом, с обильным акцессорным рутилом.

Более отчетливо метасоматические преобразования проявлены в гранитах (фиг. 4). На ранней стадии в катаклазированных гранитах происходит замещение калиевого полевого шпата и кварца альбитом (в основном шахматным), постепенно количество альбита увеличивается. Альбит-рибекитовые метасоматиты представляют собой породы массивного облика, неравномернозернистые, сложенные на 75–80% шахматным альбитом, среди которого сохраняются реликты кварца

и серицитизированного плагиоклаза ранней генерации. Порфиробласты альбита достигают 2 см. В промежутках между зернами альбита и во включениях в порфиробластах альбита присутствует кальцит, иногда отмечается доломит. Темноцветные минералы представлены небольшим количеством игольчатого биотита, ассоциирующего с кальцитом и щелочным амфиболом, приуроченными, в основном, к зонкам катаклаза и межзерновым границам (фиг. 3в). Особенно интенсивно амфиболизация проявлена в гранитах на контакте с лампрофирами. В сростаниях с амфиболом присутствуют акцессорные циркон, рутил, титанит, магнетит, в сростаниях с кальцитом апатит (фиг. 3г). Наблюдаются более поздние секущие прожилки кальцита.

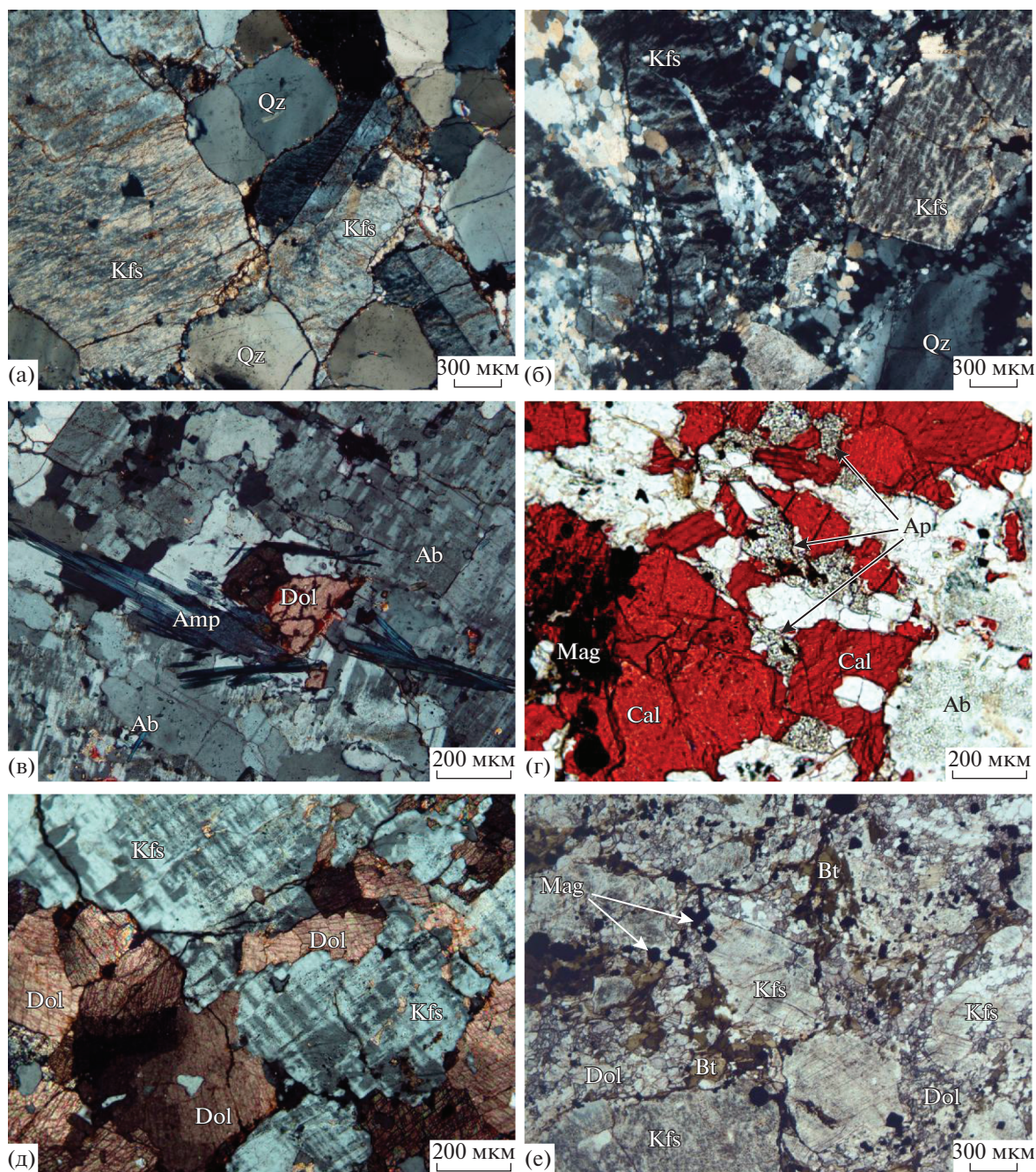
Доломитизация проявлена в катаклазированных аляскистах, претерпевших лишь слабую до умеренной альбитизацию. В доломитизированных породах постоянно присутствует микроклин (фиг. 3д, е), причем отмечается его укрупнение, образование порфиробластов с извилистыми границами величиной до 1–1.5 см. При последующих деформациях порфиробласты претерпевают катаклаз, преобразуясь в порфирокласты. Доломит развивается по межзерновым границам и зонкам катаклаза, замещая кварц и полевые шпаты, с доломитом ассоциируются биотит, магнетит и рутил. В милонитизированных гранитах наблюдается послойная доломитизация с образованием прожилков мелкозернистого доломита мощностью до 1.5 см с тонкими оторочками биотита. Помимо доломита (80–85%), прожилки содержат реликты микроклина, мелкие зерна биотита, кальцит, кварц, рутил, магнетит, пирит и др.

Наиболее поздние гидротермальные образования в пределах рудопоявления представлены кварцевыми и кварц-карбонатными (\pm альбит) жилами и прожилками мощностью до 0.2 м. Карбонат представлен, главным образом, доломитом. В отдельных кварцевых прожилках присутствует рибекит-асбест с волокнами до 1 см. В кварц-карбонатных жилах встречаются розетковидные агрегаты биотита и хлорита.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ МЕТАСОМАТИТОВ

Плагиоклаз в апогранитных метасоматитах представлен почти чистым альбитом: $X_{Ca} \leq 0.01$. Из примесей в нем отмечается K_2O в количестве до 0.2 мас. % и Fe_2O_3 до 0.5 мас. %. Калиевый полевой шпат содержит примеси Fe_2O_3 до 0.2 мас. %, Na_2O до 0.3 мас. % и BaO до 0.4 мас. %.

Амфибол в альбитизированных гранитах в основном представлен магнезио-рибекитом (Leake et al., 1997; Hawthorne et al., 2012), но присутству-



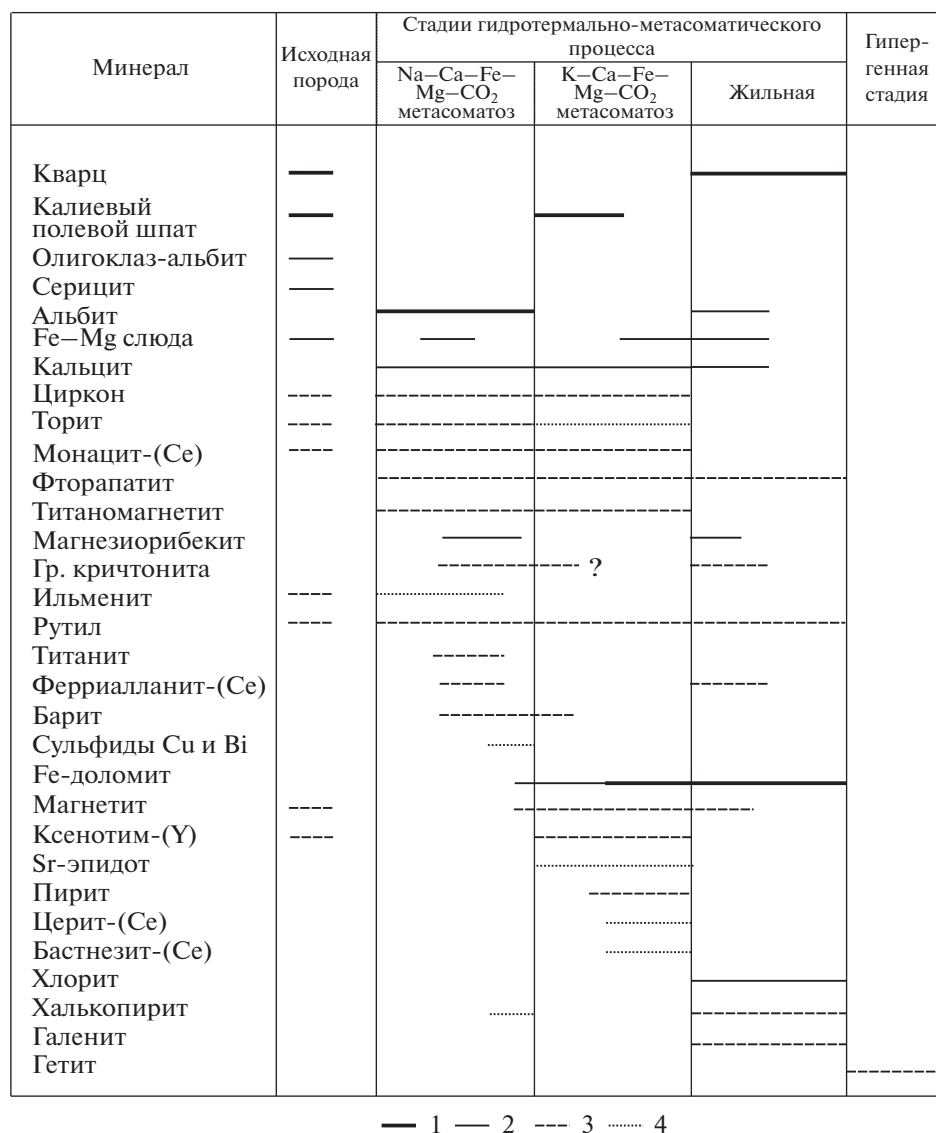
Фиг. 3. Особенности структуры и взаимоотношений породообразующих минералов (фотографии прозрачных шлифов).

а – лейкократовый гранит второй фазы за пределами рудопроявления; б – катаклазированный лейкократовый гранит в пределах рудопроявления; в – альбитизированный гранит с щелочным амфиболом и карбонатом (альбит-рибекитовый метасоматит); г – апатит в сростаниях с кальцитом в альбитизированном граните; д, е – доломит-микроклиновые метасоматиты массивный (д) и гнейсовидный (е); е – биотит и магнетит в ассоциации с мелкозернистым доломитом в катаклазированном граните. Символы минералов: Ab – альбит, Amp – амфибол, Ap – апатит, Bt – биотит, Cal – кальцит, Dol – доломит, Kfs – калиевый полевой шпат, Mag – магнетит, Qz – кварц.

ют также рибекит и винчит (табл. 1; фиг. 5а, б). Магнезиальность амфибола¹ меняется в широких пределах – от 0.35 в рибеките до 0.83 в винците, но преобладают значения более 0.55. Особенно из-

$$^1 X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$$

менчив состав амфибола в альбитизированном граните на контакте с лампрофиром: содержания TiO_2 в анализах достигают 4.2 мас. %, количество K_2O – 1.3 мас. %, $X_{Mg} = 0.38-0.76$ (ан. 6–10), что указывает на перераспределение вещества на границе контрастных по химическому составу



Фиг. 4. Стадийность минералообразования в карбонатно-щелочных метасоматитах.

1, 2 – породообразующие минералы: 1 – главные, 2 – второстепенные (<10%); 3, 4 – акцессорные минералы: 3 – распространенные, 4 – редкие.

сред и отсутствие равновесия в системе флюид–порода.

В метасоматически измененных гранитах и кварц-карбонатных жилах слюда представлена флогопитом и магнезиальным биотитом с высоким содержанием TiO₂ (табл. 2; фиг. 6), тогда как слюда из гранитов за пределами рудопроявления представлена железистым биотитом (Савельева, Базарова, 2012). Флогопит с $X_{Mg}^2 = 0.70–0.75$ характерен для альбит-рибекитовых метасоматитов; в слюде из доломит-микроклиновых метасоматитов X_{Mg} снижается до 0.60–0.66, а в слюде из метасоматических доломитовых прожилков до

$$^2 X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe)$$

0.53–0.57. Биотит из доломит-микроклиновых метасоматитов содержит повышенные количества TiO₂ (фиг. 6б). Слюда из альбит-биотит-магнетитовых сланцев имеет состав, близкий к составу слюды из альбит-рибекитовых метасоматитов (табл. 2; фиг. 6).

Хлорит в кварц-карбонатных жилах представлен магнезиально-железистой разновидностью – пикнохлоритом (Неу, 1954) (табл. 2, ан. 21).

В кальците из альбит-рибекитовых метасоматитов на долю CaCO₃ приходится 95–98 мол. %, количество SrO составляет 0.25–0.84 мас. %. Доломит из катаклазированных гранитов и кварц-карбонатных жил содержит 5.3–9.0 мас. % FeO (14–25 мол. % CaFe(CO₃)₂); в доломите из метасо-

Таблица 1. Представительные анализы амфибола

Компоненты, мас. %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	18	18	67	8	3	55	64	20	20	20	20	20
	Win	Mg-Rbk	Mg-Rbk	Mg-Rbk	Mg-Rbk	Win	Mg-Rbk	Mg-Rbk	Mg-Rbk	Rbk	Rbk	Win
SiO ₂	56.03	55.28	55.54	55.58	55.54	54.47	55.41	54.85	56.22	54.51	54.10	54.17
TiO ₂	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.28	0.63	0.18	0.32	2.09	0.18	4.15	3.77	3.07
Al ₂ O ₃	0.57	0.64	0.76	0.53	0.40	0.43	0.51	0.77	0.70	0.34	0.21	0.64
FeO	17.20	22.00	25.95	24.35	24.58	14.49	21.10	17.95	20.93	21.11	24.03	15.43
MnO	0.34	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.21	Н.о.	0.22	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.21
MgO	13.58	10.55	8.09	9.09	8.67	14.46	10.68	11.57	11.21	8.84	6.40	12.90
CaO	4.49	1.04	0.49	0.34	0.21	5.96	0.59	2.39	0.60	1.51	0.25	4.94
Na ₂ O	4.43	6.28	6.67	7.23	7.16	4.15	6.67	5.41	6.97	6.35	6.86	4.41
K ₂ O	0.24	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.12	Н.о.	0.84	0.11	1.02	1.10	1.33
V ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.43	0.41	Н.о.	Н.о.	0.24	Н.о.
Сумма	96.88	95.79	97.50	97.40	97.19	94.47	95.71	96.50	96.92	97.83	96.96	97.10

Примечание. Здесь и далее в таблицах: в строке под порядковыми номерами – номера проб; Н.о. – содержание ниже предела обнаружения. Символы минералов: Win – винчит, Rbk – рибекит, Mg-Rbk – магнезио-рибекит. 1, 2 – альбитизированный биотитовый сланец, 3–6 – альбит-рибекитовые апогранитные метасоматиты, 7–12 – альбитизированный гранит на контакте с лампрофиром.

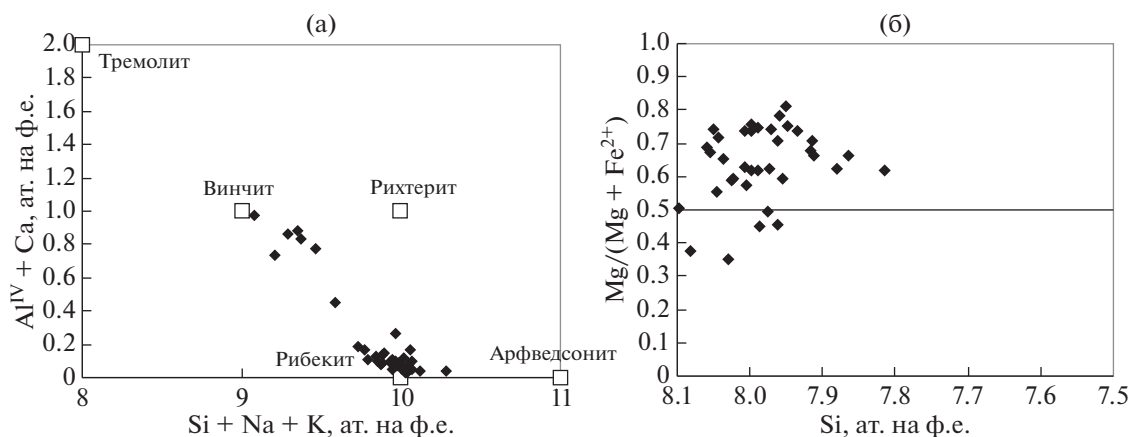
матических прожилков количество FeO выше – 8.7–14.0 мас. % (22–38 мол. % CaFe(CO₃)₂), количество MnO до 1.1 мас. % (3 мол. % CaMn(CO₃)₂).

СОСТАВ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

Наиболее распространенными акцессорными минералами в породах рудопроявления являются оксиды Fe и Ti, сульфиды Fe, Cu, Pb, Bi, Mo, циркон, ферриалланит-(Ce), эпидот, фторапатит, монацит-(Ce), ксенотим-(Y), барит.

Оксиды Fe и Ti представлены титаномагнетитом, магнетитом, ильменитом, минералами группы

критонита и рутилом. Титаномагнетит (TiO₂ = 2.2–8.9 мас. %) присутствует в метасоматитах обоих типов; магнетит характерен для доломит-микроклиновых метасоматитов и кварц-карбонатных жил. Количество V₂O₃ в анализах титаномагнетита и магнетита до 0.3 мас. %, в магнетите отмечается примесь Cr₂O₃ до 1 мас. % Cr₂O₃. Ильменит встречается в виде очень мелких включений в альбите и рутиле, по которым не удалось получить достоверные анализы. Рутил (фиг. 7а) образует сростания с биотитом и амфиболом, встречается в виде включений в альбите и карбонатах, ассоциирует с цирконом, магнетитом, ти-



Фиг. 5. Диаграммы (Al^{IV} + Ca) – (Si + Na + K) (а) и Mg/(Mg + Fe²⁺) – Si (б) для амфибола из альбит-рибекитовых метасоматитов. На диаграммах показаны все имеющиеся анализы амфибола.

Таблица 2. Представительные анализы Fe–Mg слюды и хлорита

Компоненты, мас. %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
	17/07	140/08	8/08	34/07	18	11	67	20	3	73	
SiO ₂	34.30	34.73	36.54	34.28	39.30	40.07	39.06	41.27	41.12	39.94	
TiO ₂	1.85	1.55	1.79	2.37	1.47	1.30	1.90	1.57	1.65	2.17	
Al ₂ O ₃	16.01	15.68	14.34	15.46	11.73	11.39	11.28	11.19	11.26	11.09	
FeO	31.09	31.89	27.76	30.13	12.17	12.63	14.91	11.36	13.71	14.81	
MnO	0.28	0.14	0.23	0.29	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	
MgO	2.28	1.35	4.45	2.99	17.88	18.87	16.28	19.58	18.11	15.92	
CaO	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.06	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	
K ₂ O	9.28	9.54	9.55	9.42	10.35	10.42	10.48	9.72	9.69	10.89	
BaO	0.11	0.15	0.20	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	
Cl	0.26	0.25	0.51	0.20	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	
F	0.51	0.77	0.96	0.52	1.34	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	1.80	
–O(Cl)	0.06	0.06	0.11	0.05	–	–	–	–	–	–	
–O(F)	0.22	0.32	0.40	0.22	0.56	–	–	–	–	0.76	
Сумма	95.69	95.68	95.81	95.45	93.68	94.68	93.91	94.69	95.54	96.62	73
Компоненты, мас. %	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
	28	34	34	79	79	80	60	16	14	49	60
SiO ₂	39.69	39.66	39.39	39.36	39.04	38.66	39.86	40.75	40.07	39.94	30.06
TiO ₂	1.90	2.32	2.52	2.60	2.39	2.79	1.80	1.43	1.80	1.58	Н.о.
Al ₂ O ₃	11.32	11.47	12.11	11.98	11.58	12.34	11.47	11.53	11.53	12.02	15.42
FeO	15.44	17.39	17.11	16.25	18.31	19.59	14.29	12.29	13.74	14.99	17.84
MnO	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
MgO	15.49	14.69	14.89	15.02	13.62	12.57	16.80	18.64	17.51	16.12	22.80
CaO	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.14	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
K ₂ O	9.46	9.59	9.54	9.78	9.26	9.50	9.62	9.75	10.78	11.14	Н.о.
BaO	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Cl	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
F	1.09	Н.о.	Н.о.	0.68	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.64	Н.о.	Н.о.	Н.о.
–O(Cl)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–O(F)	0.46	–	–	0.29	–	–	–	0.27	–	–	–
Сумма	94.38	94.52	95.56	95.68	94.34	95.45	93.84	94.76	95.43	95.79	86.12

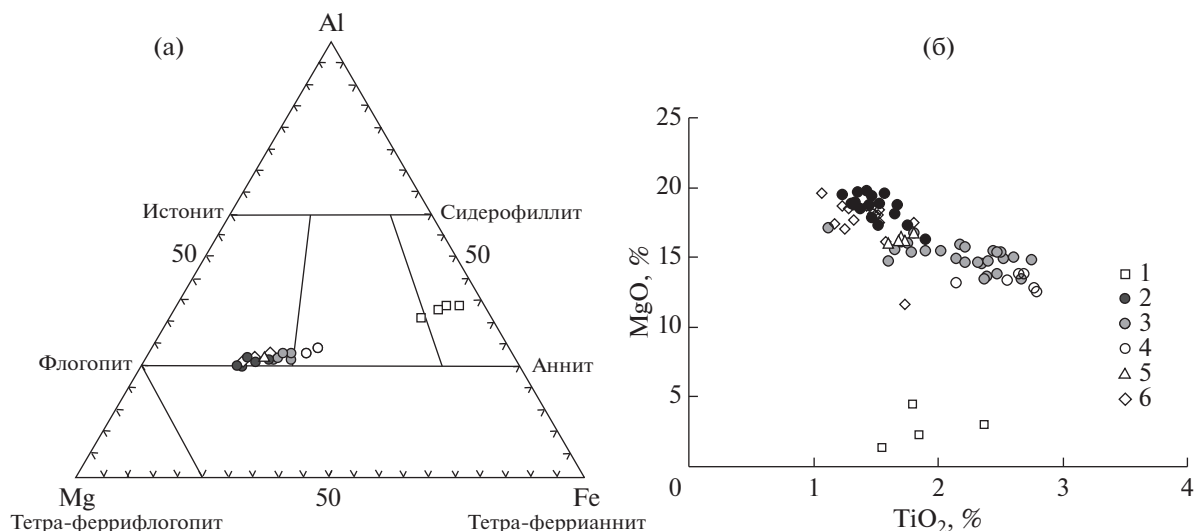
Примечание. 1–4 – биотит из гранитов первой (1–3) и второй (4) фаз приморского комплекса за пределами рудопоявления; 5–20 – флогопит и магнезиальный биотит из апогранитных альбит-рибекитовых метасоматитов (5–9), доломит-микроклиновых метасоматитов (10–14), метасоматических доломитовых прожилков (15, 16), кварц-карбонатной жилы (17), альбит-биотит-магнетитовых сланцев (18–20); 21 – хлорит из кварц-карбонатной жилы.

танитом. Минерал содержит примеси (мас. %) Nb₂O₅ до 2.4, FeO до 1.5, V₂O₅ до 1.6, а рутил из доломитового прожилка также WO₃ в количестве 1.0–1.9 мас. %.

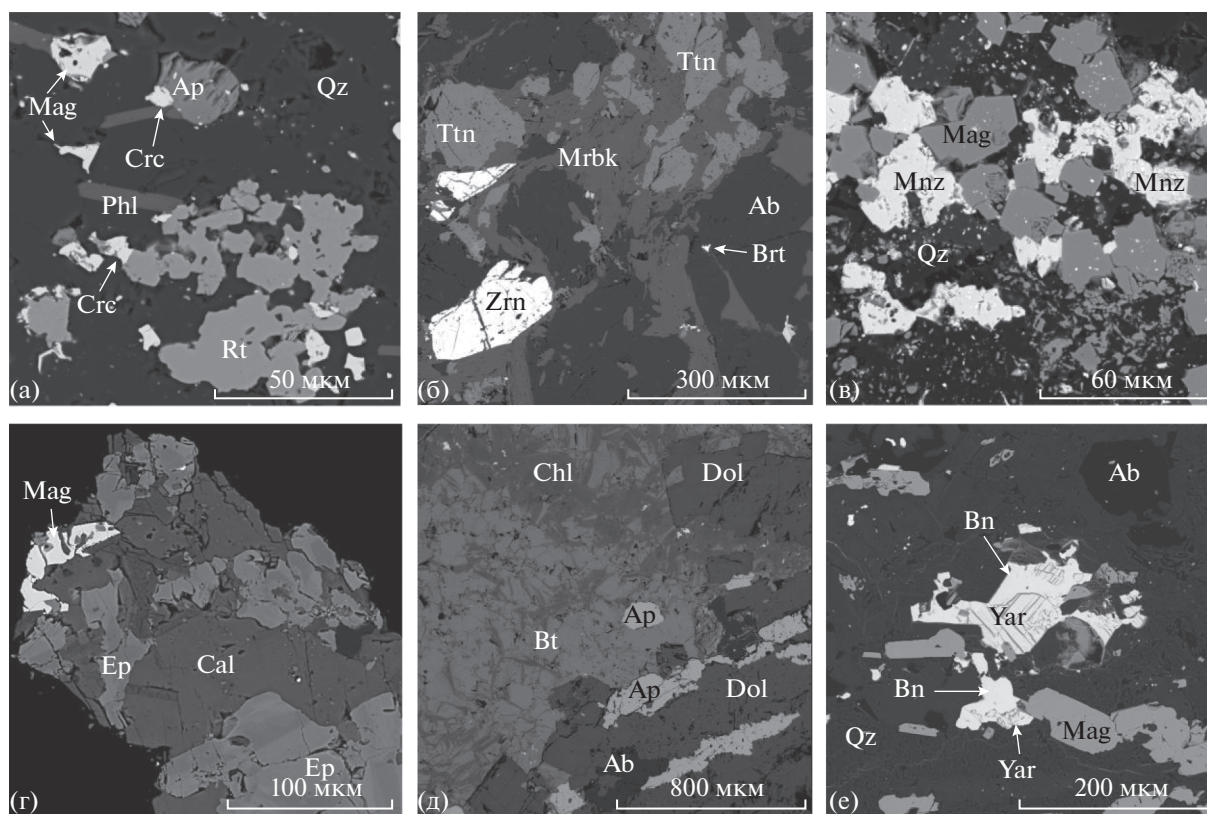
Минералы группы кричтонита (табл. 3; фиг. 7а) обнаружены в кварц-карбонатной жиле и альбит-биотит-магнетитовом сланце. Их главными компонентами являются TiO₂ (51–53 мас. %) и FeO_{общ} (19–24 мас. %), кроме того, в состав минералов входят U, Pb, Sr, Y, Cr, V, Zn и др. Количество UO₂

в анализах от 2.6 до 8.9 мас. %. По составу минерал из жилы близок к клеусониту (Pb, Sr)(U⁴⁺, U⁶⁺)(Fe²⁺, Zn)₂(Ti, Fe²⁺, Fe³⁺)(O, OH)₃₈, а минерал из сланца к дессауниту – (Y) (Sr, Pb)(Y, U)(Ti, Fe³⁺)₂₀O₃₈.

Сульфиды представлены минералами Fe и Cu, в меньшей мере Bi, Pb, Mo. Борнит, ярроуит, ковеллин, халькокоцит, халькопирит и виттихенит диагностированы в альбит-рибекитовых метасоматитах (фиг. 7е, табл. 4). Пирит характерен для до-



Фиг. 6. Диаграммы Al–Mg–Fe_{общ} (Brod et al., 2001) (а) и MgO–TiO₂ (б) для слюд. 1 – железистый биотит из гранитов приморского комплекса; 2–6 – слюды из пород рудопроявления: 2 – альбит-рибекитовых метасоматитов, 3 – доломит-микроклиновых метасоматитов, 4 – метасоматических доломитовых прожилков, 5 – кварц-карбонатных жил, 6 – альбит-биотит-магнетитовых сланцев. На фиг. а показаны анализы из табл. 2, на фиг. б – все имеющиеся анализы.



Фиг. 7. Акцессорные минералы в карбонатно-щелочных метасоматитах (изображения в обратно-рассеянных электронах). а – рутил, магнетит и минерал группы крчитонита в карбонатизированном альбит-биотитовом сланце; б – титанит и циркон в сростаниях с магнизиорибекитом; в – монацит и магнетит с мелкими включениями торита в доломит-микроклиновом метасоматите; г – St-эпидот в ассоциации с магнетитом среди кальцита; д – фторапатит в ассоциации с биотитом в кварц-альбит-карбонатной жиле; е – ярроуит, замещаемый борнитом в альбит-рибекитовом метасоматите. Символы минералов здесь и на фиг. 8: Ab – альбит, Amp – амфибол, Ap – апатит, Bn – борнит, Brt – барит, Bt – биотит, Cal – кальцит, Chl – хлорит, Crc – минерал группы крчитонита, Dol – доломит, Ep – эпидот, Mag – магнетит, Mnz – монацит, Mrbk – магнизиорибекит, Phl – флогопит, Qz – кварц, Rt – рутил, Ttn – титанит, Yar – ярроуит, Zrn – циркон.

ломитизированных пород. Он содержит около 1 мас. % Co и 0.3 мас. % Ni. В доломит-микроклиновых метасоматитах отмечается молибденит, а кварц-карбонатные жилы содержат халькопирит и галенит.

Циркон представлен несколькими генерациями. Реликтовый циркон (фиг. 8а) представлен сильно гидротермально измененными зернами; он содержит 0.65–1 мас. % UO₂ и 0.56–0.77 мас. % ThO₂. Метасоматический циркон ранней генерации (фиг. 8б) образует удлиненно-призматические зерна в ассоциации с рутилом, магнетитом, щелочным амфиболом и др.; он содержит до 1.1 мас. % UO₂. Циркон поздней генерации образует скрытокристаллические агрегаты с кварцем и кальцитом, слагающими обособления величиной до 1 см среди породообразующих минералов (фиг. 8в). Содержание U в этом цирконе ниже пределов обнаружения.

Ферриалланит-(Ce) (Армбрустер и др., 2006) встречается в альбит-рибекитовых метасоматитах, где ассоциирует с щелочным амфиболом, и кварц-карбонатных жилах. Он содержит 22–25 мас. % Ln₂O₃ (табл. 5, ан. 7, 8), на Ce приходится 53–54 ат. %; в некоторых анализах присутствует Cr₂O₃ (ан. 8). В доломит-микроклиновом метасоматите в сростании с магнетитом отмечен богатый Sr эпидот (ан. 9; фиг. 7г).

Для альбит-рибекитовых метасоматитов характерен также титанит, который образует сростания с амфиболом (фиг. 7б), магнетитом, замещает рутил. Минерал содержит примеси (мас. %) FeO 0.5–1.6, Al₂O₃ 0.2–0.6, V₂O₃ и Nb₂O₅ до 0.7.

Торит встречается в виде очень мелких включений в алланите, магнетите и апатите (фиг. 7в). Размер включений не позволяет получить достоверные анализы минерала. В анализах присутствует 1.4–4.6 мас. % UO₂.

Фторапатит (фиг. 7а, д) присутствует в метасоматитах обоих типов, а также в карбонатизированных сланцах и кварц-карбонатных жилах. Минерал содержит примеси SrO до 2.2 мас. % и (Ln_{Ce})₂O₃³ до 2 мас. % (табл. 5, ан. 10, 11).

Монацит-(Ce), наряду с цирконом, магнетитом и фторапатитом, является наиболее распространенным аксессуарным минералом: он присутствует в метасоматитах обоих типов, кварц-карбонатных жилах, альбит-биотит-магнетитовых сланцах (фиг. 7в). Минерал содержит примеси SrO до 1.7 мас. % и ThO₂ до 6.3 мас. % (табл. 5, ан. 1–3); на долю Ce приходится 49–55 ат. % от суммы лантаноидов. Ксенотим-(Y) характерен для доломит-микроклиновых метасоматитов, где ассоциирует с цирконом и пиритом. Минерал со-

Таблица 3. Представительные анализы минералов группы кричтонита

Компоненты, мас. %	1	2	3	4
	22	22	16	16
SiO ₂	Н.о.	Н.о.	2.03	1.95
TiO ₂	51.69	52.54	53.23	53.53
Al ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	0.38	0.42
Cr ₂ O ₃	2.51	3.36	Н.о.	Н.о.
FeO	24.64	24.21	19.22	20.29
MnO	Н.о.	Н.о.	0.39	0.35
MgO	Н.о.	Н.о.	0.32	Н.о.
CaO	Н.о.	Н.о.	0.83	0.81
SrO	0.92	1.27	1.56	1.88
ZnO	Н.о.	0.97	0.71	0.56
Y ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	2.81	3.05
ZrO ₂	Н.о.	Н.о.	1.12	1.09
V ₂ O ₃	1.16	0.87	0.51	0.57
Sc ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	0.58	0.46
UO ₂	8.88	6.45	2.77	2.58
PbO	6.10	5.43	5.61	6.04
Сумма	95.90	95.10	92.07	93.58

Коэффициенты в формулах

Si	0.00	0.00	0.67	0.64
Ti	12.85	12.89	13.19	13.11
Al	0.00	0.00	0.15	0.16
Cr	0.66	0.87	0.00	0.00
Fe ³⁺	4.03	4.2	2.58	2.82
Fe ²⁺	2.79	2.40	2.71	2.71
Mn	0.00	0.00	0.11	0.10
Mg	0.00	0.00	0.16	0.00
Ca	0.00	0.00	0.29	0.28
Sr	0.18	0.24	0.30	0.36
Zn	0.00	0.23	0.17	0.13
Y	0.00	0.00	0.49	0.53
Zr	0.00	0.00	0.18	0.17
V	0.31	0.23	0.13	0.15
Sc	0.00	0.00	0.17	0.13
U	0.65	0.47	0.20	0.19
Pb	0.54	0.48	0.50	0.53

Примечание. 1, 2 – минерал из кварц-карбонатной жилы; 3, 4 – из карбонатизированного альбит-биотит-магнетитового сланца. Коэффициенты рассчитаны на 38 атомов кислорода и 18 катионов.

³ Ln_{Ce} – цериевые лантаноиды, La–Nd; Ln_{Sm} – самариевые лантаноиды, Sm–Dy; Ln_{Er} – эрбиевые лантаноиды, Ho–Lu.

Таблица 4. Представительные анализы сульфидов Cu и Fe

Элементы, мас. %	1	2	3	4	5	6
	64	20	20	20	20	20
Ca	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.74	Н.о.
Fe	30.75	11.39	0.33	1.44	0.55	1.58
Cu	33.73	62.13	68.22	66.05	76.84	38.26
Bi	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	38.99
Si	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.32	Н.о.	Н.о.
S	34.93	25.95	31.05	31.08	20.44	18.01
O	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.85	1.32	Н.о.
Сумма	99.41	99.47	99.60	99.74	99.89	96.84

Примечание. 1 – халькопирит CuFeS_2 ; 2 – борнит Cu_5FeS_4 ; 3 – яроуит Cu_9S_8 (среди борнита); 4 – ковеллин CuS ; 5 – халькоцит Cu_2S ; 6 – виттихенит Cu_3BiS_3 (срастание с борнитом).

держит около 18 мас. % $(\text{Ln}_{\text{Sm}})_2\text{O}_3$ и $(\text{Ln}_{\text{Er}})_2\text{O}_3$ (табл. 5, ан. 6).

Для альбит-рибекитовых метасоматитов характерны также барит и баритоцелестин ($\text{SrO} = 0.5\text{--}19$ мас. %). В составе тонкозернистых кварц-кальцит-цирконовых агрегатов отмечены бастнезит-(Ce) и церит-(Ce) (табл. 5, ан. 4, 5).

Урановая минерализация на рудопроявлении, по материалам Сосновской экспедиции, представлена гидратированным настураном, образующим тонкую (0.01–0.02 мм) вкрапленность в породах, приуроченную к участкам гематитизации. Нами настуран не обнаружен. Содержащие U минералы представлены цирконом, торитом и минералами группы кричтонита.

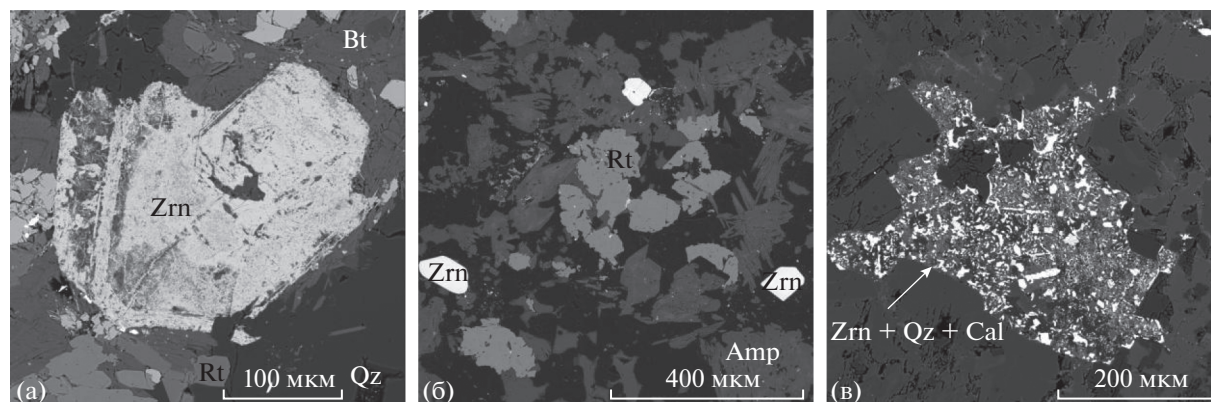
ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ

Альбит-эпидот-хлорит-биотитовые сланцы по химическому составу отвечают андезитам и ба-

зальтовым трахиандезитам, а альбит-биотит-магнетитовые сланцы, вмещающие катаклазированные метасоматически измененные граниты – базальтовым трахиандезитам и трахиандезитам (табл. 6, ан. 1, 2). По сравнению с альбит-эпидот-хлорит-биотитовыми сланцами, альбит-биотит-магнетитовые сланцы содержат в повышенных количествах Na_2O , CO_2 , U, Th, Zr, Nb, Y, S.

Неизмененные граниты первой интрузивной фазы за пределами рудопроявления (табл. 6, ан. 3) представлены перглиноземистыми высококалийевыми ($\text{K}_2\text{O}=4.4\text{--}5.1$ мас. %) лейкогранитами, породы второй интрузивной фазы (ан. 4) субщелочными высококалийевыми лейкогранитами. В целом для гранитов характерны очень низкие содержания CaO , MgO , высокая железистость (0.90–1.00), повышенные относительно верхней континентальной коры (ВКК) (Rudnik, Gao, 2003) содержания Rb, Sn, Th, U, Pb, Y, Nb, La, Ce, F и низкие содержания Sr, Ba, Eu, Sc, V, Co, Ni, Zn (табл. 6, 7).

В целом для метасоматически измененных гранитов характерны высокие содержания CO_2 (1.9–11 мас. %), CaO , MgO , FeO и Fe_2O_3 и повышенные TiO_2 , P_2O_5 и MnO (табл. 6, ан. 5–19; фиг. 9). Содержания CaO , MnO , а в доломит-микроклиновых метасоматитах и MgO , положительно коррелируют с CO_2 (фиг. 9), что отражает вхождение этих компонентов, главным образом, в состав карбонатов. С ростом карбонатности в метасоматитах возрастают также содержания FeO^* и TiO_2 , что указывает на одновременный с Ca и Mg принос этих элементов CO_2 -содержащим флюидом. Метасоматические доломитовые прожилки содержат около 4 мас. % TiO_2 (табл. 6, ан. 18, 19). Количество SiO_2 в породах снижается с ростом карбонатности; Al_2O_3 несколько возрастает в альбит-рибекитовых метасоматитах и в общем снижается в доломит-микроклиновых метасоматитах (фиг. 9).



Фиг. 8. Циркон в карбонатно-щелочных метасоматитах (изображения в обратно-рассеянных электронах). а – реликтовый, б, в – метасоматический ранней (б) и поздней (в) генераций.

Таблица 5. Представительные анализы минералов REE и Sr

Компоненты, мас. %	1	2	3	4	5	6	7	8	9		10	11
	64	34	80	38	38	34	18	55	73		28	79
									Ц	Кр		
MgO	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.65	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
CaO	0.22	0.94	0.25	0.18	0.45	Н.о.	9.84	9.12	20.72	17.97	52.16	50.66
SrO	0.90	1.38	1.68	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.88	4.23	8.72	2.25	1.17
MnO	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.46	0.36	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
FeO	Н.о.	0.59	1.02	0.59	4.06	1.13	21.38	17.78	12.93	13.30	Н.о.	0.24
Al ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	8.65	9.39	21.96	21.14	Н.о.	Н.о.
V ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	1.35	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Cr ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	2.85	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
La ₂ O ₃	11.20	14.05	13.26	14.50	4.81	Н.о.	7.34	6.27	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.46
Ce ₂ O ₃	33.78	29.53	32.18	35.64	23.56	Н.о.	13.69	11.67	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.95
Pr ₂ O ₃	4.86	2.80	2.89	4.70	4.51	Н.о.	1.38	1.04	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Nd ₂ O ₃	18.29	11.71	13.03	14.42	21.67	Н.о.	3.02	2.80	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.50
Sm ₂ O ₃	0.94	1.82	1.45	1.39	3.90	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Gd ₂ O ₃	Н.о.	1.31	Н.о.	Н.о.	0.99	2.44	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Tb ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	1.13	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Dy ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	6.48	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Ho ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	1.19	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Er ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	3.69	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Yb ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	3.15	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Y ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	44.52	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
SiO ₂	0.92	0.88	1.07	1.26	22.50	1.67	29.35	31.17	37.10	36.05	0.56	1.08
TiO ₂	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.72	0.53	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
ThO ₂	Н.о.	6.33	3.90	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
P ₂ O ₅	28.53	28.51	28.67	Н.о.	Н.о.	36.46	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	41.41	40.76
F	Н.о.	Н.о.	Н.о.	3.64	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	3.54	4.18
–O(F)	–	–	–	1.53	–	–	–	–	–	–	1.49	1.76
Сумма	99.64	99.84	99.40	74.79	86.42	101.88	97.18	94.51	96.94	97.18	98.43	98.24

Примечание. 1–3 – монацит-(Ce); 4 – бастнезит-(Ce); 5 – церит-(Ce); 6 – ксенотим-(Y); 7, 8 – ферриалланит-(Ce); 9 – Sr-эпидот; 10, 11 – фторапатит.

Содержание Na₂O в альбит-рибекитовых метасоматитах возрастает до 7 мас. %, а K₂O снижается до 0.4–0.9 мас. %. В доломит-микроклиновых метасоматитах сильно варьируют содержания и Na₂O (1.4–4.5 мас. %), и K₂O (3.3–6.2 мас. %). Коэффициент апгаитности⁴ в альбит-рибекитовых метасоматитах возрастает до 1.1; отношение K₂O/Na₂O в альбит-рибекитовых метасоматитах снижается, а в доломитовых прожилках возрастает почти на порядок по сравнению с неизменен-

ными гранитами; железистость пород снижается по мере усиления доломитизации (фиг. 10а–в).

Особенностями микроэлементного состава апогранитных метасоматитов являются их обогащенность по сравнению с неизмененными гранитами Ba, Sr, Eu, V, Co, Cu, Ni, Zn, Sc, Zr, S (табл. 6, 7; фиг. 11). Отдельные пробы метасоматитов содержат до 22 г/т Mo, метасоматические доломитовые прожилки содержат в среднем 16 г/т W, 174 г/т Nb; в кварц-карбонатных жилах обнаружены высокие концентрации Bi (10–20 г/т), As (60–110 г/т), Pb (до 470 г/т), Cu (до 320 г/т). Альбитизация сопровождается выносом тяжелых и

⁴ Каг = (Na + K)/Al, мол. кол-ва.

Таблица 6. Химический состав гранитов и пород рудопроявления

Компоненты, мас. %	1 (n = 3)	2 (n = 4)	3 (n = 12)	4 (n = 5)	5	6	7	8	9	10
					27	3	7	8	56	67
SiO ₂	57.26	55.41	77.73 (0.81)	76.87 (0.17)	71.82	63.68	58.07	63.28	64.66	54.31
TiO ₂	1.69	1.35	0.16 (0.03)	0.09 (0.00)	0.42	1.02	0.95	0.17	0.97	1.37
Al ₂ O ₃	13.64	11.59	11.51 (0.42)	11.45 (0.10)	11.55	12.52	11.76	11.24	11.76	10.86
Fe ₂ O ₃	4.64	5.72	0.21 (0.11)	0.34 (0.11)	3.81	2.21	4.39	2.29	3.33	5.18
FeO	5.59	3.33	1.94 (0.31)	1.48 (0.08)	1.82	2.69	2.71	2.81	3.35	3.74
MnO	0.13	0.07	0.02 (0.01)	0.01	0.09	0.05	0.08	0.06	0.05	0.11
MgO	3.21	2.99	0.09 (0.06)	0.12 (0.02)	0.11	1.97	1.74	1.94	1.79	3.05
CaO	5.03	5.94	0.16 (0.10)	0.45 (0.12)	0.25	3.60	7.06	4.55	3.30	7.43
Na ₂ O	3.33	5.43	2.45 (0.20)	2.94 (0.06)	2.77	7.30	6.23	7.40	7.15	6.53
K ₂ O	2.15	1.79	4.88 (0.22)	5.21 (0.10)	5.97	0.93	0.79	0.42	0.45	0.73
P ₂ O ₅	0.57	0.90	0.04 (0.01)	0.01	0.06	0.03	0.62	0.03	0.04	0.19
H ₂ O ⁻	0.16	0.17	0.14 (0.05)	0.08 (0.02)	0.15	0.10	0.14	0.14	0.06	0.15
П.п.п.	2.46	1.36	0.61 (0.10)	0.45 (0.02)	0.81	0.77	1.15	1.00	1.07	1.20
CO ₂	0.09	3.68	Н.о.	Н.о.	0.04	2.67	4.24	4.39	1.97	4.87
F	0.21	0.26	0.13 (0.08)	0.37 (0.05)	0.04	0.05	0.06	Н.о.	Н.о.	0.07
-O(F)	0.09	0.11	0.05 (0.03)	0.16 (0.02)	0.02	0.02	0.03	—	—	0.03
Сумма	100.07	99.88	100.01 (0.12)	99.71 (0.17)	99.69	99.57	99.96	99.73	99.97	99.76
S	Н.о.	175	Н.о.	Н.о.	94	390	1400	700	440	380
Cl	88	70	145 (13)	122 (7)	62	60	120	200	44	150
Li	43	60	30 (16)	53 (14)	11	32	20	19	31	47
Sc	21	20	5 (1.1)	4 (1.3)	9	8	15	4	9	18

Таблица 6. Продолжение

Компоненты, мас. %	1 (n = 3)	2 (n = 4)	3 (n = 12)	4 (n = 5)	5	6	7	8	9	10
					27	3	7	8	56	67
V	180	195	4 (0.7)	4 (1.1)	47	75	82	67	130	180
Cr	32	52	124 (29)	78 (15)	85	57	50	80	80	60
Co	26	22	2 (0.3)	2 (0.2)	11	8	8	10	6	13
Ni	20	32	11 (3)	9 (1.7)	34	26	20	44	20	20
Cu	29	26	21 (6)	13 (3)	90	55	33	87	24	130
Zn	117	72	22 (8)	25 (7)	19	30	30	35	35	59
Ga	—	15	16 (3)	—	21	25	16	27	18	18
Rb	52	64	425 (32)	534 (24)	60	30	25	12	10	20
Sr	500	270	12 (2.6)	6 (1.1)	60	220	340	270	170	350
Y	25	91	41 (11)	67 (6)	17	12	50	18	16	40
Zr	217	964	160 (20)	184 (4)	220	300	630	270	700	1035
Nb	12	24	22 (4)	41 (3)	28	60	34	9	32	55
Sn	—	Н.о.	13 (2)	12 (4)	Н.о.	5	5	6	8	Н.о.
Cs	—	—	6.9 (1.6)	9.8 (2.4)	0.86	—	—	—	—	—
Ba	2565	410	114 (48)	14 (3)	350	1000	5100	2900	1300	1100
La	71	58	64 (17)	88 (5)	110	70	80	110	110	100
Ce	143	123	102 (26)	166 (14)	220	130	170	180	190	200
Hf	—	—	7.8	8.6	4.5	—	—	—	—	—
Ta	—	—	3.9	4.5	0.7	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	7
W	—	9	—	—	6	4	4	Н.о.	5	6
Pb	19	28	32 (7)	42 (8)	17	60	37	30	37	26
Th	8	89	47 (11)	71 (8)	69	7	15	17	9	21
U	<3	52	7.5 (4)	16.5 (6)	4	8	29	4	14	12

Таблица 6. Продолжение

Компоненты, мас. %	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
	64	53	38	57	34	28	73	80	80-1	62	66
SiO ₂	52.26	63.78	53.45	52.59	52.06	46.19	46.74	17.54	22.84	32.82	44.88
TiO ₂	0.71	0.61	1.09	0.41	1.65	2.63	1.80	3.81	4.64	4.26	2.36
Al ₂ O ₃	12.76	10.55	13.72	12.13	8.66	8.47	10.08	3.85	4.16	5.70	7.86
Fe ₂ O ₃	1.44	1.11	1.27	3.43	2.91	6.07	4.04	2.45	3.95	8.82	4.73
FeO	1.36	2.66	1.90	3.10	5.14	3.36	5.07	8.28	7.52	6.20	5.17
MnO	0.13	0.06	0.07	0.10	0.13	0.16	0.18	0.42	0.37	0.27	0.20
MgO	1.40	2.05	2.70	2.86	4.82	5.13	4.27	10.13	8.84	12.50	7.39
CaO	12.16	4.62	7.06	7.23	6.70	9.81	8.06	19.82	17.98	14.48	10.65
Na ₂ O	6.26	2.04	3.20	4.45	2.80	1.43	2.96	0.21	0.14	0.52	3.77
K ₂ O	0.65	5.61	6.16	3.95	3.31	3.99	3.94	2.32	2.74	3.79	3.05
P ₂ O ₅	0.16	0.03	0.09	0.29	0.19	0.71	0.19	0.08	0.40	0.61	0.26
H ₂ O ⁻	0.18	0.10	0.09	0.14	0.15	0.35	0.23	0.15	0.29	Н.о.	0.22
П.п.п.	1.30	0.80	1.08	0.92	1.12	2.12	1.05	1.99	3.18	3.23	2.36
CO ₂	8.69	5.61	7.70	8.34	10.01	9.24	11.13	29.04	23.10	6.69	6.93
F	0.05	0.03	0.05	Н.о.	0.09	0.36	0.12	0.05	0.07	0.26	0.23
-O(F)	0.02	0.01	0.02	—	0.04	0.15	0.05	0.02	0.03	0.11	0.10
Сумма	99.48	99.65	99.61	99.94	99.70	99.87	99.81	100.13	100.19	100.04	99.96
S	2000	86	150	120	900	69	61	450	1900	210	830
Cl	68	50	150	130	190	120	25	480	220	110	100
Li	20	4	10	8	35	146	38	19	29	83	109
Sc	8	6	6	13	20	17	18	25	19	18	19
V	85	43	42	86	75	210	160	110	160	250	190
Cr	27	84	50	50	89	100	100	80	100	96	80

Таблица 6. Окончание

Компоненты, мас. %	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
	64	53	38	57	34	28	73	80	80-1	62	66
Co	8	8	6	9	23	28	26	30	66	56	30
Ni	Н.о.	29	20	24	66	100	50	79	120	110	80
Cu	100	36	34	24	48	30	36	76	30	13	89
Zn	32	17	24	24	100	120	82	140	130	120	90
Ga	18	18	29	14	16	15	14	5	6	20	14
Rb	30	66	60	33	72	110	50	30	40	167	100
Sr	480	200	300	400	330	200	420	650	620	380	400
Y	68	18	150	34	47	40	56	51	65	34	30
Zr	5898	450	12220	340	260	510	400	120	170	700	390
Nb	40	29	50	15	90	85	90	140	190	161	80
Sn	6	4	7	Н.о.	Н.о.	4	4	5	Н.о.	4	Н.о.
Cs	2.5	—	—	—	3.4	—	—	—	2.4	15	—
Ba	6900	440	330	590	280	390	280	170	300	748	400
La	81	45	210	70	80	80	93	30	42	118	67
Ce	200	95	518	140	160	170	180	80	100	242	170
Hf	49	—	—	—	7.4	—	—	—	5.1	17	—
Ta	1.4	Н.о.	29	Н.о.	5.2	9	7	11	12.8	11	9
W	10	4	6	5	9	8	9	13	19	Н.о.	Н.о.
Pb	90	14	19	20	30	21	14	35	42	15	48
Th	9	22	180	20	38	60	73	20	29	18	17
U	10	Н.о.	9	5	18	8	9	24	40	5	10

Примечание. 1–4 – средние составы; 1 – метавулканитов, 2 – биотитовых сланцев в пределах рудопроявления, 3 – гранитов 1 интрузивной фазы приморского комплекса, 4 – гранитов 2 интрузивной фазы за пределами рудопроявления (*n* – число проб, в скобках – стандартное отклонение); 5 – слабо альбитизированный гранит с породами выщелачивания, 6–17 – апотритные метасоматиты; 6–11 – альбит-рибекитовые (11 – на контакте с лампрофиром), 12–17 – доломит-микроклиновые; 18, 19 – доломитовые метасоматические прожилки; 20 – лампрофир; 21 – рибекитизированный и альбитизированный лампрофир. Прочерк – данные отсутствуют, Н.о. – содержание ниже предела обнаружения.

Таблица 7. Содержания лантаноидов (г/т) в гранитах и апогранитных метасоматитах

Элементы	1	2	3	4	5	6
	37/09	100/08	3	64	34	80-1
La	79.2	72.9	64.8	75.1	76.1	48.9
Ce	173.5	147.2	120.4	150.8	157.1	94.7
Pr	16.9	14.1	13.1	15.0	15.5	9.98
Nd	59.8	47.1	40.2	55.8	54.9	32.3
Sm	13.0	10.0	5.04	8.04	8.74	7.38
Eu	0.21	0.07	1.04	1.30	1.44	1.71
Gd	9.31	7.40	3.63	6.79	7.63	7.84
Tb	1.59	1.29	0.32	0.84	1.13	1.48
Dy	11.5	9.67	1.45	4.78	6.92	10.6
Ho	2.57	2.22	0.26	0.95	1.60	2.69
Er	7.74	7.66	0.78	2.59	4.67	8.66
Tm	1.20	1.16	0.14	0.36	0.70	1.37
Yb	7.68	7.55	1.22	2.37	4.59	9.62
Lu	1.20	1.24	0.21	0.32	0.69	1.43
Сумма	385.3	329.6	252.6	325.0	341.7	243.6
La/Yb	10	10	53	32	17	5
Eu/Eu*	0.06	0.02	0.74	0.54	0.54	0.69

Примечание. 1, 2 – граниты приморского комплекса (1 – первой фазы, 2 – второй фазы), 3, 4 – альбит-рибекитовые метасоматиты, 5 – доломит-микроклиновый метасоматит, 6 – мелкозернистый доломитовый метасоматический прожилок.

отчасти средних *Ln* (табл. 7), а также Y, Th; образование обоих типов метасоматитов сопровождается выносом Rb, Cs, Sn (табл. 6; фиг. 11).

Для лампрофира (табл. 6, ан. 20) характерны низкие содержания SiO₂ и Al₂O₃, умеренное содержание MgO и высокие TiO₂ и K₂O, что присуще ультрамафическим лампрофирам (Lefebvre et al., 2005). Рибекитизация и альбитизация лампрофиров сопровождаются увеличением в породе содержания Na₂O и SiO₂ и выносом TiO₂, Fe₂O₃, MgO, CaO и P₂O₅ (табл. 6, ан. 21).

ПОВЕДЕНИЕ U И Th ПРИ КАРБОНАТНО-ЩЕЛОЧНОМ МЕТАСОМАТОЗЕ

В альбит-эпидот-хлорит-биотитовых сланцах содержание U ниже пределов обнаружения методом РФА (3 г/т), тогда как в альбит-биотит-магнетитовых сланцах, вмещающих метасоматически измененные граниты, содержание U составляет от 6 до 97 г/т, в среднем 52 г/т (табл. 6, ан. 1, 2). Для этих сланцев характерны также высокие содержания Th: от 7 до 180 г/т, в среднем 89 г/т; отношение Th/U=1.2–2.7.

В гранитах первой фазы штокообразного массива за пределами рудопроявления содержание U

составляет 3–16 г/т, в среднем 7.5 г/т, в гранитах второй фазы 9–23 г/т, в среднем 16.5 г/т (табл. 6, ан. 3, 4), что выше кларков для бедных Ca гранитов – 3 г/т (Turekian, Wedepohl, 1961) и верхней континентальной коры – 2.7 г/т (Rudnick, Gao, 2003). Содержания Th в гранитах 1-й фазы 31–70 г/т, в гранитах 2-й фазы 59–86 г/т, что также выше средних содержаний в бедных Ca гранитах (17 г/т) и верхней континентальной коре (10.5 г/т). Отношение Th/U в гранитах первой фазы равно 3.6–16.7, в среднем 6.2, что выше “нормальных” значений для гранитов (2.5–4.5) (Арбузов, Рихванов, 2009). В гранитах второй фазы Th/U = 3.1–7.2, в среднем 4.9. В целом для гранитов характерны более широкие вариации содержаний U по сравнению с Th, при этом граниты второй фазы имеют, в общем, более высокие содержания и U, и Th (фиг. 12а, табл. 6, ан. 3, 4).

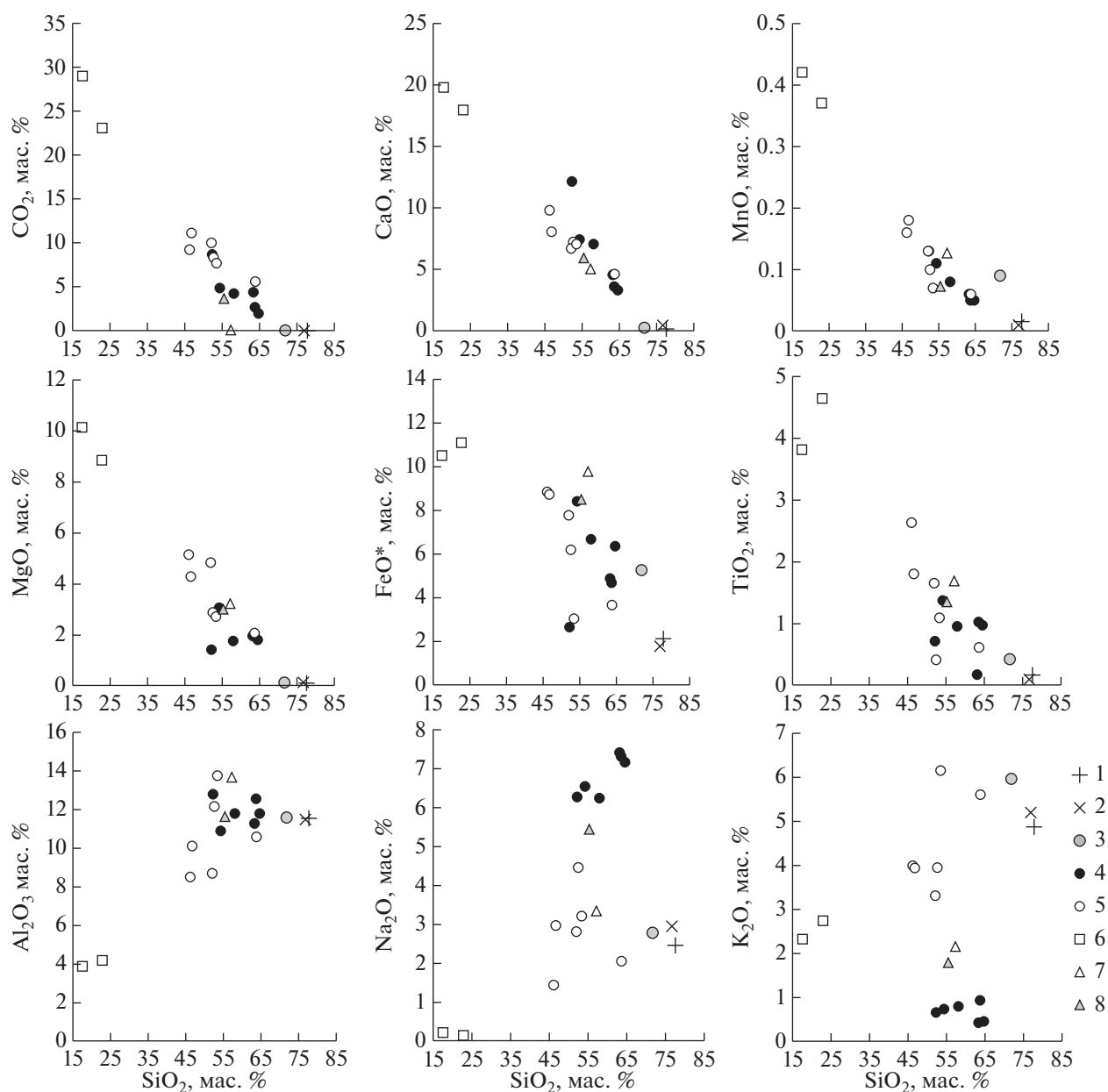
В апогранитных метасоматитах в целом концентрации U составляют 3–29 г/т, что близко к содержаниям U в неизмененных гранитах. Содержание Th в альбит-рибекитовых метасоматитах отчетливо снижается по сравнению с гранитами, снижается и Th/U отношение (фиг. 12а). В доломит-микроклиновых метасоматитах по сравнению с неизмененными гранитами возрастает разброс содержаний Th. Доломитовые прожилки содержат до 40 г/т U, а кварц-карбонатные жилы до 58 г/т.

Расчет коэффициентов парной корреляции показал (табл. 8), что в неизмененных гранитах U в наибольшей мере коррелирует с Y, Th, Ce, Nb, F, что, в общем, согласуется с составом минералов-концентраторов U в гранитах (см. раздел Петрография). Для Th характерна положительная корреляция с теми же элементами – Y, Nb, Ce, F и др. В апогранитных метасоматитах⁵ проявлена положительная корреляция тория с Y, Ln_{Ce}, Zr, уран же обнаруживает положительную корреляцию с Ti, Ca, Mg, Fe²⁺, CO₂, Nb, Co, W, Sr, S и др. (табл. 8). Положительная корреляция U с Ti наиболее отчетливо проявлена в доломит-микроклиновых метасоматитах и доломитовых прожилках (фиг. 12б) и позволяет предполагать, что в метасоматитах ведущая роль в концентрировании U принадлежит титанатам (в частности, минералам группы кричтонита, табл. 3).

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ

Наблюдаемое замещение в лейкократовых высококалийевых гранитах калиевого полевого шпата и кварца альбитом и биотита рибекитом показывает, что граниты и вмещающие породы под-

⁵ Расчет коэффициентов корреляции проводился для апогранитных метасоматитов в целом из-за недостаточного количества анализов.

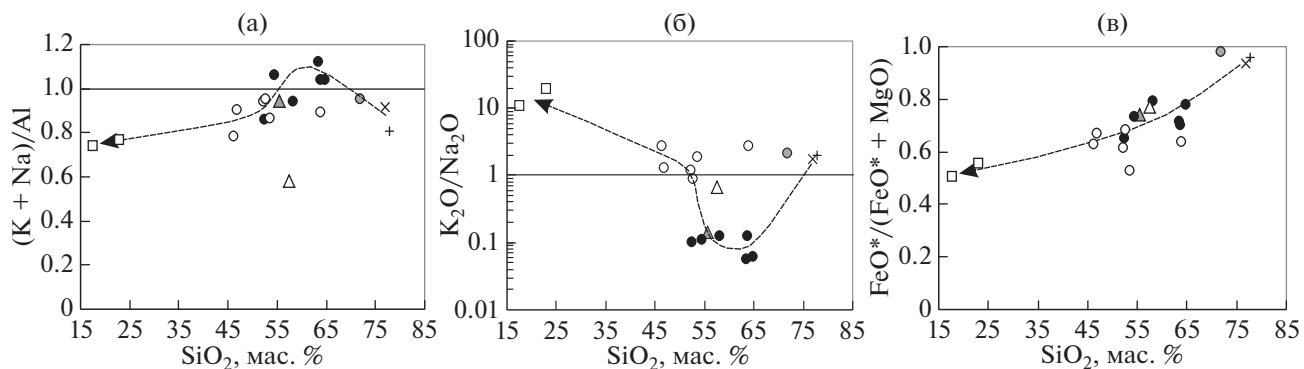


Фиг. 9. Вариации содержаний петрогенных оксидов (мас. %) в породах рудопоявления.

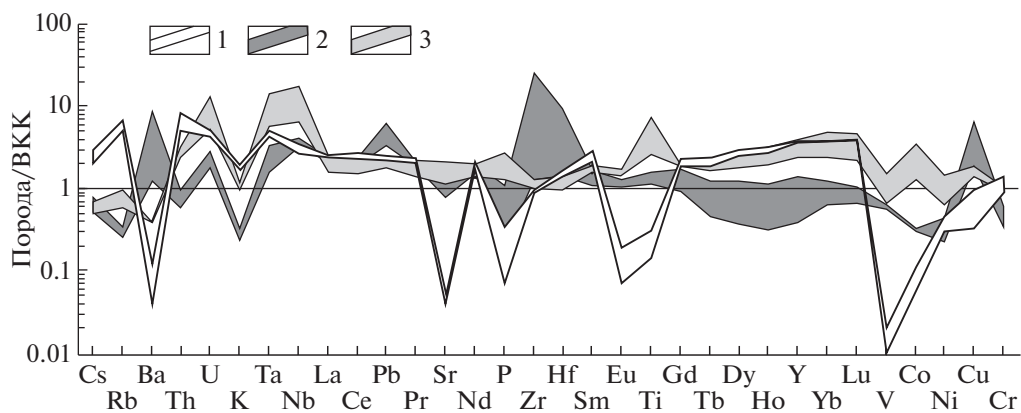
1, 2 – средние составы гранитов за пределами рудопоявления: 1 – первой фазы, 2 – второй фазы; 3–8 – породы в пределах рудопоявления: 3 – катаклазированный гранит, 4 – альбит-рибекитовые метасоматиты, 5 – доломит-микроклиновые метасоматиты; 6 – метасоматические доломитовые прожилки, 7 – средний состав метавулканитов, 8 – средний состав альбит-биотит-магнетитовых сланцев.

верглись воздействию щелочных водно-солевых растворов с высокой активностью Na^+ . Экспериментальные исследования фазовых равновесий с участием рассолов ограничены в настоящее время хлоридными системами. Согласно экспериментальным данным (Orville, 1963; Аранович, 2017), ассоциация двух щелочных полевых шпатов в присутствии водного раствора хлоридов щелочей стабильна в узком интервале состава флюида при соотношении $\text{K}/\text{Na} < 1$ как в разбавленных

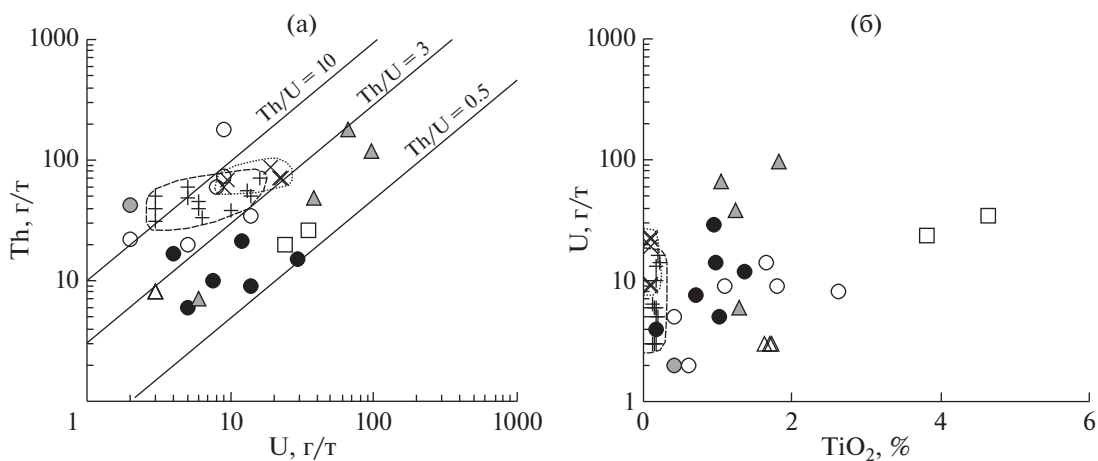
растворах при сравнительно низкой температуре, так и в концентрированных растворах при высокой температуре. В экспериментах с водным раствором хлоридов щелочей калиевый полевой шпат исчезал при отношении $\text{K}/(\text{K} + \text{Na})$ во флюиде около 0.10–0.15, а альбит становился неустойчивым при отношении $\text{K}/(\text{K} + \text{Na})$ во флюиде свыше 0.3 (Аранович, 2017). Таким образом, вероятно, что наблюдаемые на рудопоявлении сопряженные процессы альбитизации–микроклинизации из-



Фиг. 10. Отношения $(K+Na)/Al$ (а), K_2O/Na_2O (б) и $FeO^*/(FeO^* + MgO)$ в породах рудопоявления. Условные обозначения см. на фиг. 9.



Фиг. 11. Мультиэлементные спектры пород рудопоявления. Нормирование выполнено относительно содержаний в верхней континентальной коре, ВКК (Rudnick, Gao, 2003). 1 – граниты приморского комплекса, 2 – альбит-рибекитовые метасоматиты, 3 – доломит-микроклиновый метасоматит и доломитовый прожилок.



Фиг. 12. Диаграммы Th–U (а) и U–TiO₂ (б) для пород рудопоявления. Условные обозначения см. на фиг. 9, но на фиг. 12 показаны результаты по всем пробам гранитов и метаморфических пород. Штриховой и пунктирной линиями показаны поля составов гранитов первой и второй фазы соответственно.

Таблица 8. Коэффициенты корреляции между U и Th и другими химическими компонентами в гранитах и карбонатно-щелочных метасоматитах

	Граниты ($n = 17$)		Метасоматиты ($n = 15$)	
	U	Th	U	Th
Коэффициент корреляции >0.50	Y (0.78), Th (0.76), Nb (0.73), Ce (0.78), F (0.69), La (0.66), Li (0.54), Rb (0.51), Na ₂ O (0.68), CaO (0.66)	Y (0.81), U (0.76), Nb (0.75), F (0.71), Ce (0.72), Li (0.68), La (0.59), Rb (0.74), CaO (0.64), Na ₂ O (0.61)	TiO ₂ (0.74), Nb (0.74), W (0.73), Co (0.70), Sr (0.65), Sc (0.61), Zn (0.59), Ni (0.52), CaO (0.67), MgO (0.65), FeO (0.68), MnO (0.67), П.п.п. (0.74), CO ₂ (0.62), S (0.66)	Nd (0.87), Ce (0.85), La (0.77), Y (0.77), Zr (0.73), K ₂ O (0.69)
Коэффициент корреляции 0.50–0.35	Nd (0.45), Pb (0.40), Zr (0.36)	Nd (0.37), Zr (0.37)	P ₂ O ₅ (0.42), Cl (0.48)	Rb (0.48)

Примечание. n – число проб.

начально обусловлены воздействием на породы растворов с отношением $K/(K + Na) < 0.15$; микроклинизация происходила на фронте замещения в результате роста отношения K/Na , вызванного переходом калия в раствор при альбитизации микроклина в гранитах.

Оценить температурный интервал протекания метасоматоза можно также исходя из данных экспериментальных исследований. Рибекит-асбест был получен в экспериментах при 400–500°C (Калинина и др., 1975). Г.П. Зарайским с коллегами (Зарайский и др., 1984) показано, что образование альбит-рибекитовых метасоматитов происходит при 400–500°C и рН исходного раствора 7–10. Отсутствие эгирина в метасоматитах свидетельствует об умеренно-щелочной обстановке (Тугаринов и др., 1963; Зарайский и др., 1984).

Присутствие в доломит-микроклиновых метасоматитах одновременно доломита, микроклина и магнезиального биотита показывает, что условия были близки к равновесию: 1 ортоклаз + 3 доломит + 1 H₂O \leftrightarrow флогопит + 3 кальцит + 3 CO₂, температура которого зависит от мольной доли CO₂ во флюиде и общего давления: при $P_f = 1$ кбар и $X_{CO_2} = 0.2$ образование флогопита происходит примерно при 360°C, а при $X_{CO_2} = 0.4$ – около 390°C (Винклер, 1979). Доломит в щелочной среде устойчив до температуры 400–500°C (Тугаринов и др., 1963).

Присутствие биотита в кварц-карбонатных жилах показывает, что температура начала кристаллизации жил была выше 300°C (Кольцов, 1992). Однако в жилах присутствует также хлорит как самостоятельный и замещающий биотит минерал. Расчеты температуры по составу хлорита (Cathelineau and Nieva, 1985; Zang, Fyfe, 1995) дают значения от 273 до 210°C, которые можно рассмат-

ривать как температуру завершающей стадии гидротермально-метасоматического процесса.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Изотопный состав C и O в карбонатах

Изотопные составы углерода и кислорода кальцита и доломита из метасоматитов приведены в табл. 9 и на фиг. 13. Кальцит из альбит-рибекитовых метасоматитов характеризуется значениями $\delta^{13}C$ $-(3.2-3.3)\%$ и $\delta^{18}O$ от +8.3 до +9.4‰. Железистый доломит из доломит-микроклиновых метасоматитов имеет более высокие значения $\delta^{13}C$ от -1.6 до -1.9% и $\delta^{18}O$ от +10.6 до +11.1‰. Полагая, что отложение карбонатов происходило из CO₂-содержащего флюида, используя данные о фракционировании изотопов углерода (Robinson, 1975) и кислорода (Zheng, 1999), можно оценить значения $\delta^{13}C$ в углекислоте и $\delta^{18}O$ в равновесном с кальцитом водном флюиде при 450°C (табл. 9). Значения $\delta^{18}O$ водного флюида, из которого происходило отложение кальцита на ранней стадии метасоматических преобразований, составляют от +5.4 до +6.5‰, значения $\delta^{13}C_{CO_2}$ – около $-(0.7-0.8)\%$.

Изотопный состав Sr и Nd в карбонатах

С целью изучения источника вещества новообразованных карбонатов были определены изотопные отношения Sr и Nd в кислотных вытяжках из содержащего кальцит альбит-рибекитового апогранитного метасоматита и метасоматического доломитового прожилка; изотопные отношения пересчитаны на 550 млн лет (табл. 10). Для кальцита начальные $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T = 0.718087$ с $\epsilon_{Sr_T} = 202$ и $\epsilon_{Nd_T} = -7.3$, а для доломита $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T = 0.712033$

Таблица 9. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах из апогранитных метасоматитов

№ пробы	Метасоматит	Минерал	Изотопный состав С и О в минерале		Изотопный состав С и О в минерале		Рассчитанный изотопный состав С и О в CO ₂ и равновесном с кальцитом флюиде	
			ИГ СО РАН		ИГМ СО РАН			
			$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{фл}}$
18	Альбит-рибекитовый	Кальцит	-3.3	8.3			-0.8	5.4
19	Альбит-рибекитовый	Кальцит			-3.2	9.4	-0.7	6.5
64	Альбит-рибекитовый	Кальцит	-3.3	8.6			-0.8	5.7
34	Доломит-микроклиновый	Fe-доломит			-1.6	11.1		
73	Доломит-микроклиновый	Fe-доломит	-2.0	9.3	-1.9	10.7		
80	Доломитовый прожилок	Fe-доломит	-2.0	9.1	-1.8	10.6		

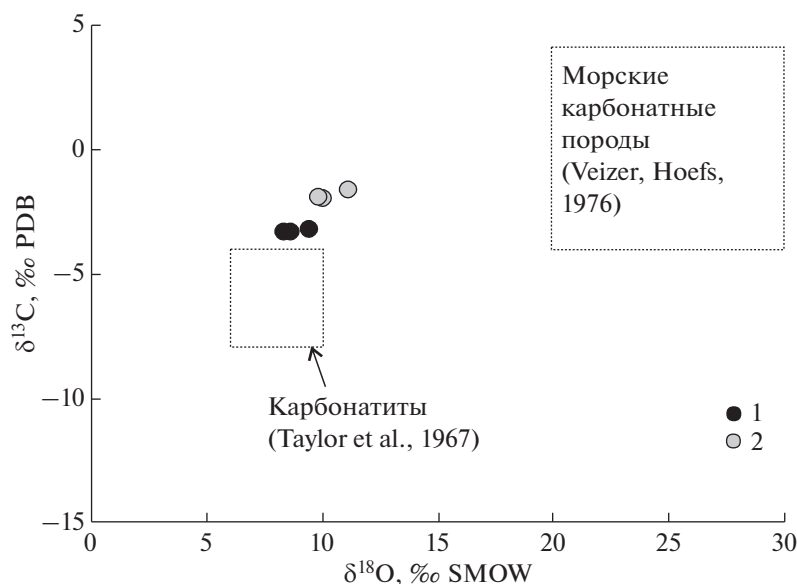
Примечание. Для расчета $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ использовался график из работы (Robinson, 1975), для расчета $\delta^{18}\text{O}_{\text{фл}}$ данные из работы (Zheng, 1999). Принята температура кристаллизации кальцита 450°C.

с $\epsilon\text{Sr}_T = 116$ и $\epsilon\text{Nd}_T = -8.2$. Обогащенность карбонатов радиогенным стронцием и нерадиогенным неодимом указывают на ведущую роль верхнекорового материала в составе метасоматитов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Особенности минерального состава изученных пород указывают на их принадлежность к формации среднетемпературных натровых метасоматитов (Гидротермальные..., 1978), в отличие от низкотемпературных ураноносных эйситов Ачитканского рудного пояса. Петрографические

и петрохимические данные свидетельствуют о двустадийном протекании метасоматоза в гранитах. Изменение отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (фиг. 10б) показывает, что высокая $a\text{Na}^+$ в растворе на ранней стадии сменялась возрастанием $a\text{K}^+$ на поздней стадии, что было обусловлено высвобождением калия при альбитизации калиевого полевого шпата и вызвало смену альбитизации микроклиннизацией. Петрографические и петрохимические данные позволяют рассматривать раннюю стадию как проявление $\text{Na}-\text{Ca}-\text{Fe}-\text{Mg}-\text{CO}_2$ -метасоматоза, а позднюю – как проявление сопряженного $\text{K}-\text{Ca}-\text{Fe}-\text{Mg}-\text{CO}_2$ -метасоматоза; максималь-



Фиг. 13. Диаграмма $\delta^{13}\text{C}$, PDB – $\delta^{18}\text{O}$, SMOW для карбонатов из карбонатно-щелочных метасоматитов. 1, 2 – кальцит (1) и железистый доломит (2) из метасоматитов; при параллельных измерениях взяты средние значения.

Таблица 10. Sm–Nd и Rb–Sr изотопные отношения для карбонатов из апогранитных метасоматитов

№	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ измерен. $\pm 2\sigma$	ϵNd_T	Sr, г/т	Rb, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ измер. $\pm 2\sigma$	ϵSr_T
19	2.07	11.2	0.0997	0.511916 ± 18	–7.3	995	2.0	0.00584	0.718132 ± 16	202
80	1.97	5.42	0.1966	0.512217 ± 19	–8.2	2760	4.0	0.00424	0.712064 ± 19	116

Примечание. 19 – кальцитсодержащий альбит-рибекитовый метасоматит, 80 – метасоматический доломитовый прожилок. Значение концентраций элементов и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ определены методом изотопного разбавления. Начальные ϵSr_T и ϵNd_T рассчитаны на возраст 550 млн лет. Современные значения хондрита: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ (Jacobsen, Wasserburg 1984). Современные значения валового состава Земли: $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0816$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$ (Фор, 1989).

ное отложение карбонатов происходило на поздней стадии. Щелочность раствора была максимальной на ранней стадии (фиг. 10а), что выражается в появлении магнезиорибекита (Зарайский и др., 1984), и снижалась к концу процесса, на что указывает отсутствие щелочного амфибола в доломитизированных породах и возрастание железистости доломита в доломитовых прожилках по сравнению с доломитом из доломит-микроклиновых метасоматитов. Выносимый из пород кремнезем отлагался на завершающей стадии в виде кварцевых и кварц-карбонатных жил и прожилков. Гидротермально-метасоматические преобразования проявились в интервале температур от 400–500°C примерно до 200–250°C.

Характерным для метасоматитов является присутствие в них карбонатов, причем железистый доломит на поздней стадии становится породообразующим минералом. Поскольку содержания CaO и MgO в гранитах очень низкие (табл. 6), образование карбонатов не могло быть результатом взаимодействия CO₂-содержащего флюида с гранитами. Более вероятно, что флюид насыщался сильными основаниями и Ti на пути своего движения от места генерации, взаимодействуя с породами, богатыми основаниями, такими как метавулканициты и лампрофиры, а отложение карбонатов происходило вследствие изменения состава раствора при взаимодействии с гранитами.

Положительная корреляция U с CO₂ в метасоматитах (табл. 8) согласуется с представлениями об уранил-карбонатных комплексах как основной форме переноса урана (Наумов, 1978, 1998), но присутствие в породах барита, сульфидов и фторapatита позволяет предполагать возможное участие в переносе U также сульфатных и фторидных комплексов. Максимальное концентрирование U в альбит-биотит-магнетитовых сланцах на контакте с измененными гранитами, обусловлено, вероятно, буферующим влиянием сланцев на кислотность раствора (Наумов, 1998).

Расчеты значений $\delta^{13}\text{C}$ в углекислоте, равновесной с кальцитом при 450°C, указывают на то, что источником углерода карбонатов являлись морские осадочные породы (табл. 9; фиг. 13). Рас-

творимость карбонатов в чистой воде близка к нулю, однако резко возрастает в рассолах (Newton, Manning, 2010; Аранович, 2017). В свою очередь, близость величин $\delta^{18}\text{O}$ в водном флюиде, из которого отлагался кальцит, к значениям $\delta^{18}\text{O}$ в магматических флюидах ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ от +5.5 до +8.5‰, Ohmoto, 1979; Zheng, 1999), вероятнее всего, показывает, что гидротермальный раствор претерпел изотопный обмен с магматическими силикатными породами в условиях повышенных температур и при низком отношении флюид/порода. На порододоминирующий режим метасоматоза указывает и неоднородный состав амфибола в метасоматитах.

Хотя в настоящее время отсутствуют достоверные возрастные датировки метасоматического процесса на рудопроявлении Песчаное, очевидно, что карбонатно-щелочной метасоматоз проявился со значительным временным отрывом от этапов регионального метаморфизма и становления постколлизийных гранитов приморского комплекса. Учитывая, что источником углерода кальцита в метасоматитах, вероятнее всего, являлись морские карбонаты, можно предполагать, что формирование метасоматитов связано с процессами на границе кратона с Палеоазиатским океаном (Хераскова и др., 2010; Wan et al., 2018). Существует мнение, согласно которому в период 550–600 млн лет назад происходила субдукция под Сибирский кратон с последующей коллизией островных дуг и окраинных морей (Зорин и др., 2009; Владимиров и др., 2011; Макрыгина, Антипин, 2018). Если следовать этой модели, то источником углерода карбонатно-щелочных метасоматитов могли являться субдуцируемые карбонатные осадки.

Согласно U–Pb и Pb–Pb изотопным данным, формирование урановой минерализации в Аиктканском поясе связано с несколькими этапами: палеопротерозойским, когда происходило становление высококалийных гранитов и кислых вулканитов Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса с рассеянным Th–P3Э–U орудением (Голубев и др., 2008; Самгин–Должанский, 2012), неопротерозойским (775–550 млн лет), с

формированием рядового уранового оруденения (Царук и др., 2009) и раннекарбонатовым ($348 \pm \pm 8$ млн лет), когда происходила ремобилизация и переотложение первичных урановых руд в виде настурана (Голубев и др., 2008). Формирование карбонатно-щелочных метасоматитов в южной части Байкальского выступа играло рудоподготавливающую роль: воздействие карбонатно-щелочных растворов на высококальциевые граниты приморского комплекса вызывало разложение акцессорных минералов-концентраторов U и переход урана в раствор с последующим его перераспределением.

ВЫВОДЫ

1. Формирование карбонатно-щелочных метасоматитов по высококальциевым гранитам приморского комплекса PR_1 связано со среднетемпературным, согласно (Гидротермальные..., 1978), Na–Ca–Fe–Mg–CO₂ метасоматозом на ранней стадии, сменившимся сопряженным K–Ca–Fe–Mg–CO₂ метасоматозом на поздней стадии.

2. Процессы метасоматического преобразования гранитов протекали на фоне снижения температуры примерно от 450 до 360–390°C и завершались образованием гидротермальных кварц-карбонатных жил при температуре около 200–250°C.

3. Расчеты значений $\delta^{18}O$ в водном флюиде и $\delta^{13}C$ в углекислоте, равновесных с кальцитом при 450°C, указывают на морские карбонаты в качестве источника CO₂ и свидетельствуют об изотопном обмене флюида с магматическими породами при повышенных температурах и порододоминирующем режиме.

4. Начальные ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_T отношения в новообразованных кальците (0.718087) и доломите (0.712033) и значения $\epsilon Nd_T = -(7.3-8.2)$ свидетельствуют о ведущей роли верхнекорового источника вещества при метасоматозе.

5. Воздействие щелочного CO₂-содержащего флюида на граниты вызывало разложение акцессорных минералов-концентраторов U и переход урана в раствор с последующим отложением в составе главным образом минералов группы кричтонита, а также циркона и торита.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю признательность анонимным рецензентам за внимательное ознакомление с первоначальным текстом рукописи и конструктивные замечания, способствовавшие существенному улучшению качества статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-05-00819) и интеграционного проекта ИНЦ СО РАН, блок 1.4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арбузов С.И., Рихванов Л.П. Геохимия радиоактивных элементов: Учебное пособие. Томск: Изд-во ТПУ, 2009. 315 с.
- Аранович Л.Я. Роль рассолов в высокотемпературном метаморфизме и гранитизации // Петрология. 2017. Т. 25. № 5. С. 491–503.
<https://doi.org/10.7868/S0869590317050028>
- Армбрустер Т., Бонацци П., Акасака М., Берманец В., Шопен К., Жире Р., Хеус-Ассбихлер С., Лейбшер А., Менчетти С., Пан Я., Пазеро М. Рекомендательная номенклатура минералов группы эпидота (краткая информация) // Записки РМО. 2006. № 6. С. 19–23.
- Белевцев Я.Н., Домарев В.С., Кулиш Е.А., Коваль В.Б., Епатко Ю.М., Макаров В.Н., Гречишников Н.П., Лебедев Ю.С. Метаморфогенное пудообразование в докембрий. Формации метаморфогенных рудных месторождений. Киев: Наук. думка, 1986. 168 с.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 327 с.
- Владимиров А.Г., Волкова Н.И. Механошин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (западное Прибайкалье) // ДАН. 2011. Т. 436. № 6. С. 793–799.
- Гидротермальные месторождения урана / Ред. Ф.И. Вольфсон. М.: Недра, 1978. 446 с.
- Голубев В.Н., Макарьев Н.Б., Былинская Л.В. Отложение и ремобилизация урана в Северо-Байкальском регионе, по данным анализа U–Pb изотопных систем урановых руд // Геология руд. месторождений. 2008. № 6. Т. 50. С. 548–558
- Донская Т.В., Бибикова Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Киризова Т.И., Плоткина Ю.В., Резницкий Л.З. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 10. С. 1006–1016.
- Зарайский Г.П., Рядчикова Е.В., Шаповалов Ю.Б. Экспериментальное моделирование натриевого метасоматоза гранодиорита // Очерки физико-химической петрологии. Вып. 12. М.: Наука, 1984. С. 84–118.
- Зорин Ю.А., Скляр Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга – задуговый бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифе–раннем палеозое // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С. 209–226.
- Казанский В.И., Омеляненко Б.И., Прохоров К.В. Рудноносные щелочные метасоматиты в крупных разломах кристаллического фундамента // Эндогенное оруденение древних щитов. М.: Наука, 1978. С. 102–144.

- Калинина Д.В., Денискина Н.Д., Лохова Г.Г. Амфиболовые асбесты, их синтез и генезис в природе. Новосибирск: Наука, 1975. 97 с.
- Кольцов А.Б. Условия образования слюд и хлоритов переменного состава в метасоматических процессах // Геохимия. 1992. № 6. С. 846–856.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А. Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // Докл. АН. 2003. Т. 392. № 4. С. 506–511.
- Макрыгина В.А., Антипин В.С. Геохимия и петрология метаморфических и магматических пород Ольхонского региона Прибайкалья. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 248 с.
- Машковцев Г.А., Константинов А.К., Мигута А.К., Шумилин М.В., Щеточкин В.Н. Уран российских недр. М.: ВИМС, 2010. 850 с.
- Наумов Г.Б. Основы физико-химической модели уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978. 216 с.
- Наумов Г.Б. Миграция урана в гидротермальных растворах // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40. № 4. С. 307–325.
- Савельева В.Б., Базарова Е.П. Геохимические особенности, условия кристаллизации и потенциальная рудоносность раннепротерозойского приморского комплекса гранитов рапакиви // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 2. С. 193–218.
- Самгин-Должанский И.С. Структурно-морфологические типы ураноносных зон и сопровождающие их окорудные метасоматиты Аkitканского потенциального урановорудного района (Северное Прибайкалье): автореф. дис. ... канд. геол.-мин. н. М.: МГРИ-РГГРУ, 2012. 24 с.
- Тугаринов А.И., Наумов В.Б., Чжань Ень. Экспериментальное воспроизведение щелочно-карбонатного метасоматоза // Геохимия. 1963. № 6. С. 570–579.
- Форт Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 5–28.
- Царук И.И., Аникеев В.Н., Царук И.В. Структурный контроль и минералогические особенности уранового оруденения на Безымянном месторождении // Матер. по геологии м-ний урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 154. М.: ВИМС, 2009. С. 105–118.
- Шмураева Л.Я. Приразломные карбонатно-щелочные метасоматиты докембрия, их рудоносность и генезис. Владивосток: Дальнаука, 1995. 204 с.
- Alexandre P. Mineralogy and geochemistry of the sodium metasomatism-related uranium occurrence of Aricheng South, Guyana // Miner. Deposita. 2010. V. 45. P. 351–367. <https://doi.org/10.1007/s00126-010-0278-7>
- Brod J.A., Gaspar J.C., de Araújo D.P., Gibson S.A., Thompson R.N., Junqueira-Brod T.C. Phlogopite and tetra-ferri-phlogopite from Brazilian carbonatite complexes: petrogenetic constraints and implications for mineral-chemistry systematics // J. Asian Earth Sciences. 2001. V. 19. P. 265–296.
- Cathelineau M., Nieva D. A chlorite solid solution geothermometer – The Los Azufres (Mexico) geothermal system // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. V. 91. P. 235–244.
- Cinélu S., Cuney M. Sodic metasomatism and U–Zr mineralization: a model based on the Kurupung batholith (Guyana) // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. 70 (Suppl 1): A103 (abstract) <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.120>
- Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A. Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction // Precambrian Res. 2010. V. 183. P. 660–668. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.02.023>
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. Nomenclature of the amphibole supergroup // Amer. Mineral. 2012. V. 97. P. 2031–2048.
- Hey M.H. A new revider of the chlorites // Mineral. Mag. 1954. V. 30. P. 277–292.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
- Kennicott J., Chi G., Ashton K. Field and petrographic study of albitization associated with uranium mineralization in the Beaverlodge uranium district of northern Saskatchewan / Summary of Investigations 2015, Volume 2, Saskatchewan Geological Survey, Saskatchewan Ministry of the Economy, Miscellaneous Report 2015–4.2. Paper A-4. 24 p.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al. Номенклатура амфиболов: доклад Подкомитета по амфиболом Комиссии по новым минералам и названиям минералов Международной Минералогической Ассоциации (КНМНМ ММА) // Записки Всероссийского минералогического общества. 1997. № 6. С. 82–97.
- Lefebvre N., Kopylova M., Kivi K. Archean calc-alkaline lamprophyres of Wawa, Ontario, Canada: Unconventional diamondiferous volcanoclastic rocks // Precambrian Res. 2005. V. 138. P. 57–87.
- Newton R.C., Manning C.E. Role of saline fluids in the deep-crustal and upper-mantle metasomatism: insights from experimental studies // Geofluids. 2010. V. 10. P. 58–72. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2009.00275.x>
- Ohmoto H. Isotopes of Sulfur and Carbon, Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Wiley, New York, 1979. P. 509–567.
- Orville P.M. Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases // Am. J. Sci. 1963 V. 261. Is. 3. P. 201–237. <https://doi.org/10.2475/ajs.261.3.201>
- Panteeva S.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // Spectrochimica Acta. Part B: Atomic Spectroscopy. 2003. V. 58. № 2. P. 341–350.
- Pin C., Zalduogui J.F.S. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks // Analyt. Chim. Acta. 1997. V. 339. P. 79–89.

- Polito P.A., Kyser T.K., Stanley C.* The proterozoic, albitite-hosted, Valhalla uranium deposit, Queensland, Australia: a description of the alteration assemblage associated with uranium mineralization in diamond drill hole V39 // *Miner. Deposita*. 2009. V. 44. P. 11–40.
<https://doi.org/10.1007/s00126-007-0162-2>
- Robinson B.W.* Carbon and oxygen isotopic equilibria in hydrothermal calcites // *Geochem. J.* 1975. V. 9. P. 43–46.
- Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust // *Treatise On Geochemistry*. 2003. V. 3. P. 1–64.
- Turekian K., Wedepohl K.* Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1961. V. 72. № 2. P. 175–191.
- Wan B., Li S., Xiao W., Windley B.F.* Where and when did the Paleo-Asian ocean form? // *Precambrian Res.* 2018. V. 317. P. 241–252.
<https://doi.org/10.1016/j.precambres.2018.09.003>
- Wilde A.* Towards a model for albitite-type uranium // *Minerals*. 2013. V. 3. P. 36–48.
<https://doi.org/10.3390/min3010036>
- Wilde A., Otto A., Jory J., MacRae C., Pownceby M., Wilson N., Torpy A.* Geology and mineralogy of uranium deposits from Mount Isa, Australia: implications for albitite uranium deposit models // *Minerals*. 2013. V. 3. P. 258–283.
<https://doi.org/10.3390/min3030258>
- Zang W., Fyfe W.S.* Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil // *Miner. Deposita*. 1995. V. 30. P. 30–38
- Zheng Y.-F.* Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals // *Geochem. J.* 1999. V. 33. P. 109–126.