

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 551.72, 552.16, 552.48

**ПОДВИЖНОСТЬ ЭЛЕМЕНТОВ В ЗОНЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СУБДУКЦИИ
(на примере метаморфического комплекса сверхвысоких давлений Кокчетавского массива)**

В.С. Шацкий^{1,2,3}, С.Ю. Скузоватов¹, А.Л. Рагозин², Н.В. Соболев^{2,3}

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Исследованы обнаруженные в районе оз. Барчи в элювиальных отложениях обломки высокоглиноземистых гранат-кианит-слюдяных сланцев и гранат-кианит-кварцевых гранофелсов, в том числе алмазонасных. По содержанию главных элементов изученные породы отвечают глинистым сланцам. Гранат-кианит-кварцевые гранофелсы содержат значительно меньше калия (0.49—1.35 мас. % K_2O) по сравнению с гранат-кианит-слюдяными сланцами (4.9—2.2 мас. % K_2O), по остальным главным компонентам значительных различий не наблюдается. Большинство гранат-кианит-фенгитовых сланцев имеет характер распределения РЗЭ, близкий к постархейскому австралийскому сланцу PAAS ($\bar{x}_{La/Yb} = 13$). Все гранат-кианит-кварцевые породы значительно сильнее деплетированы легкими РЗЭ ($\bar{x}_{La/Yb} = 1.4$) и другими некогерентными элементами. Проведенные нами исследования показывают, что в гранат-кианит-фенгитовых породах участка Барчинский основным концентратом легких редких земель и тория являются алланит и монацит. Последний, встречающийся в виде включения в гранате, помимо легких редких земель содержит торий, уран и свинец. Рутил из недеплетированных пород в значительных количествах содержит только примеси железа и ниобия. В гранат-кианит-кварцевых гранофелсах в качестве аксессуарных фаз присутствуют рутил, апатит и ксенотим. Рутил деплетированных пород характеризуется большими вариациями примеси ниобия, тантала и ванадия. В отдельных участках содержание ниобия достигает 10.5 мас. %, а тантала 2.3 мас. %. Наблюдается распад рутила на рутил, включающий примеси ниобия (1.4 мас. %) и железа (0.87 мас. %), и оксид титана с высоким количеством примесей железа (6.61 мас. %), ниобия (до 20.8 мас. % Nb_2O_5) и тантала (до 2.81 мас. % Ta_2O_5). На основании определения содержаний некогерентных элементов в различной степени деплетированных высокоглиноземистых пород установлен следующий ряд подвижности элементов при метаморфизме сверхвысоких давлений: $Th > Ce > La > Pr > Nd > K > Ba > Rb > Cs > Sm > Eu$. Содержание таких элементов, как U, P, Zr, в деплетированных породах аналогично недеплетированным. Исследования показали, что метапелиты, субдуцированные на глубины, отвечающие условиям стабильности алмаза, могут быть деплетированы в разной степени, что предполагает либо их эксгумацию с разных уровней зоны субдукции, либо зависят от присутствия внешнего источника воды, которая определяет температуру растворения фенгита и образование суперкритического флюида/расплава.

Континентальная субдукция, метаморфизм сверхвысоких давлений, подвижность элементов.

**MOBILITY OF ELEMENTS IN A CONTINENTAL SUBDUCTION ZONE:
EVIDENCE FROM THE UHP METAMORPHIC COMPLEX OF THE KOKCHETAV MASSIF**

V.S. Shatsky, S.Yu. Skuzovatov, A.L. Ragozin, and N.V. Sobolev

We studied clastics of high-alumina garnet–kyanite–mica schists and garnet–kyanite–quartz granofelses, including diamond-bearing ones, found in the eluvial sediments near Lake Barchi. In contents of major elements the studied rocks correspond to argillaceous shales. The garnet–kyanite–quartz granofelses are poorer in K (0.49–1.35 wt.% K_2O) than the garnet–kyanite–mica schists (4.9–2.2 wt.% K_2O) but have the same contents of other major components. The REE patterns of most of the garnet–kyanite–phengite schists are similar to those of the Post-Archean Australian Shale (PAAS) ($x_{La/Yb} = 13$). All garnet–kyanite–quartz rocks are much stronger depleted in LREE ($x_{La/Yb} = 1.4$) and other incompatible elements. Our studies show that allanite and monazite are the main concentrators of LREE and Th in the garnet–kyanite–phengite rocks of the Barchi site. Monazite,

occurring as inclusions in garnet, contains not only LREE but also Th, U, and Pb. Rutile of the nondepleted rocks is enriched in Fe and Nb impurities only. The garnet–kyanite–quartz granulites bear rutile, apatite, and xenotime as accessory phases. Rutile of the depleted rocks shows wide variations in contents of Nb, Ta, and V impurities. In places, the contents of Nb and Ta reach 10.5 and 2.3 wt.%, respectively. The rutile decomposes into rutile with Nb (1.4 wt.%) and Fe (0.87 wt.%) impurities and titanium oxide rich in Fe (6.61 wt.%), Nb (up to 20.8 wt.%), and Ta (up to 2.81%) impurities. Based on the measured contents of incompatible elements in differently depleted high-alumina rocks, the following series of element mobility during UHP metamorphism has been established: Th > Ce > La > Pr > Nd > K > Ba > Rb > Cs > Sm > Eu. The contents of U, P, and Zr in the depleted rocks are similar to those in the nondepleted rocks. The studies have shown that metapelites subducted to the depths with diamond stability can be depleted to different degrees. This might be either due to their exhumation from different depths of the subduction zone or to the presence of an external source of water controlling the temperature of dissolution of phengite and the formation of supercritical fluid/melt.

Continental subduction, UHP metamorphism, mobility of elements

ВВЕДЕНИЕ

Открытие коэсита [Chopin, 1984; Smith, 1984] и алмазов [Sobolev, Shatsky, 1990] в метаморфических породах, в качестве протолитов которых выступали супракрустальные породы, впервые дало свидетельство того, что континентальная кора может субдуцироваться на глубины, превышающие 100 км. Несмотря на то, что континентальная кора составляет только 0.6 % массы силикатной Земли, в ней содержится значительная доля несовместимых элементов (от 20 до 70 % в зависимости от элемента) [Rudnick, Gao, 2003]. Следовательно, субдукция континентальной коры может вносить большой вклад в процессы рециклирования элементов и эволюцию мантии. В этой связи большое значение имеют данные о подвижности некогерентных элементов в зонах субдукции континентальной коры.

Важную информацию о составе флюидов/расплавов, отделяющихся от субдуцированных пород, несут метаморфические комплексы высоких и сверхвысоких давлений [Ultrahigh Pressure..., 2003; Bebout, 2007; Zhang et al., 2011; Zheng et al., 2011, 2012; Bebout et al., 2013]. Они дают прямую возможность изучать процессы фракционирования элементов в зоне субдукции. Следует подчеркнуть, что существующие многочисленные данные касаются главным образом поведения элементов в зонах субдукции океанической коры [Bebout, 2007; Spandler, Pirard, 2013]. В литературе имеются данные о подвижности элементов в зонах континентальной субдукции на примере комплексов сверхвысоких давлений орогена Даби (Китай) [Li et al., 2004, 2009; Zhao et al., 2007; Zheng et al., 2009] и Тибетского плато [Chen et al., 2012]. Вопрос мобильности и рециклирования элементов рассматривался ранее на примере алмазоносных метаморфических пород Кокчетавского массива [Shatsky et al., 1999; Шацкий и др., 2006].

В настоящее время в пределах Кокчетавского массива известно три участка, в которых установлены алмазоносные метаморфические породы [Шацкий и др., 1991; Shatsky et al., 1995; Лаврова и др., 1999; Shatsky, Sobolev, 2003], среди них — месторождение метаморфогенных алмазов Кумды-Коль и два участка в районе оз. Барчи, расположенного в 17 км восточнее оз. Кумды-Коль (рис. 1). На месторождении Кумды-Коль и двух других проявлениях алмазоносные породы представлены главным образом гранат-пироксен-биотитовыми гнейсами и гранат-пироксен кварцевыми породами. В районе оз. Барчи помимо гнейсов, типичных для месторождения Кумды-Коль, алмазы встречаются в гранат-цоизит-биотитовых гнейсах [Korsakov et al., 2002].

Для метаморфических пород месторождения Кумды-Коль было показано, что алмазоносные породы в различной степени деплетированы некогерентными элементами [Shatsky et al., 1999; Шацкий и др., 2006]. В то же время не было отмечено корреляции между содержаниями главных элементов и степенью деплетированности пород. На основании изотопно-геохимических данных был сделан вывод, что широкие вариации химического и минерального со-



Рис. 1. Схема геологического строения Кокчетавского массива.

Породы: НР (высоких), МР (средних) и ЛР (низких) давлений.

става алмазоносных пород обусловлены взаимодействием пород, претерпевших частичное плавление в процессе субдукции, с расплавами, имеющими коровое происхождение [Shatsky et al., 1999]. Гибридный характер метаморфических пород вызывает затруднения при интерпретации степени подвижности тех или иных элементов, когда в качестве модельного объекта рассматриваются алмазоносные породы месторождения Кумды-Коль.

Поведение некогерентных элементов в процессе анатексиса на примере Кокчетавского массива рассмотрено А.С. Степановым с соавторами [Stepanov et al., 2014]. Помимо алмазоносных пород участка Кумды-Коль они также исследовали алмазоносные породы участка Барчинский. В работе [Stepanov et al., 2014] так же, как в [Shatsky et al., 1999], отмечено отсутствие корреляции между составом пород по главным элементам и степенью деплетированности в отношении некогерентных элементов. Разная степень деплетированности алмазоносных пород объясняется либо разными *P-T*-трендами, либо тем, что образовавшиеся расплавы не отделялись от реститовых фаз [Shatsky et al., 1995; Stepanov et al., 2014].

Разнообразие в составе метаосадочных пород, подвергшихся метаморфизму сверхвысоких давлений, осложняет определение природы протолита, что, в свою очередь, создает неопределенность в оценке степени деплетированности метаморфических пород сверхвысоких давлений относительно протолита. Так, по мнению М.М. Буслова и Г.М. Вовна [2008], протолитами метаморфических пород месторождения Кумды-Коль являлись терригенно-карбонатные и песчано-сланцевые породы континентального склона Кокчетавского массива. А.С. Степанов с соавторами [Stepanov et al., 2014] отмечают, что породы сверхвысоких давлений содержат относительно более низкие концентрации алюминия и повышенные Na и Ca и могут быть классифицированы как граувакки.

Идеальным случаем для изучения поведения элементов в процессах высокобарического метаморфизма может рассматриваться ситуация, когда в одном метаморфическом комплексе присутствуют в разной степени деплетированные породы одного типа.

В районе оз. Барчи среди элювиальных отложений нами обнаружены высокоглиноземистые алмазоносные гранат-кианит-слюдяные сланцы и гранат-кианит-кварцевые гранофельсы. Породы такого минерального состава редко встречаются на месторождении Кумды-Коль и среди алмазоносных пород, вскрытых скважинами на берегу оз. Барчи. В связи с этим геохимические особенности таких пород практически не изучены. Кроме того, минеральная ассоциация гранат-пироксен-кварцевых пород с учетом экспериментальных данных [Schmidt et al., 2004; Hermann, Spandler, 2008; Thomsen, Schmidt, 2008; Spandler et al., 2010] позволяет рассматривать их как реститы.

Принимая это во внимание, нами проведено минералого-геохимическое исследование обнаруженных высокоглиноземистых пород.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Согласно Н.Л. Добрецову с соавторами [Dobretsov et al., 1995], пояс пород высоких и сверхвысоких давлений Кокчетавского массива рассматривается как контрастный мегамеланж, состоящий из чешуй и блоков ультравысоких и высоких давлений (unite 1, 2), средних давлений (метаморфизма барроуского типа, MP (unite 3) и низких давлений (см. рис. 1). В свою очередь, породы высоких давлений разделяются на два домена [Добрецов и др., 1998] — западный (Кумды-Кольский) и восточный (Кулетский) (см. рис. 1).

По данным японских исследователей, пояс высоких давлений разделяется на четыре единицы [Kaneko et al., 2000]. Первая — состоит из кислых гнейсов (лептитов) и амфиболитов, вторая — из метапелитов с телами эклогитов и слюдяных сланцев. Третья единица включает переслаивающиеся ортогнейсы и амфиболиты, редко эклогиты, четвертая — кварциты и кремнистые сланцы. Весь этот разрез подстилается даулетской свитой, метаморфизованной при низких давлениях. Первая единица соответствует третьей по [Dobretsov et al., 1995; Добрецов и др., 1998]. В построениях японских геологов [Kaneko et al., 2000] породы высоких и сверхвысоких давлений (западный и восточный домены) объединены во вторую единицу. Аналоги третьей единицы отсутствуют в построениях Н.Л. Добрецова с соавторами [Dobretsov et al., 1995].

В районе оз. Барчи, где были обнаружены высокоглиноземистые породы сверхвысоких давлений, коренные обнажения практически отсутствуют. Согласно данным разведочного бурения, метаосадочная пачка алмазоносных пород на берегу озера залегает, как и на месторождении Кумды-Коль, среди гранитогнейсов. При проведении полевых работ в двух километрах юго-западнее от участка развития алмазоносных метаморфических пород, вскрытых при разведочном бурении скважин сотрудниками Кокчетавской ГРЭ, нами среди гранитогнейсов в элювиальных отложениях выявлена полоса, в том числе алмазоносных, высокоглиноземистых пород — гранат-кианит-биотитовых гнейсов, гранат-кианит-мусковитовых (\pm биотит) сланцев и гранат-кианит-кварцевых пород. Результаты бурения показывают, что ниже коры выветривания присутствуют породы, аналогичные найденным в элювии.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Силикатный анализ пород осуществлен на многоканальном рентгеновском спектрометре СРМ-25, оснащенный вычислительным комплексом Электроника-60, в лаборатории рентгеноспектрального анализа ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Определение концентраций редких элементов выполнено на масс-спектрометре высокого разрешения с магнитным селектором ELEMENT фирмы Finnigan Mat (Германия) по методике, описанной в статье [Шацкий и др., 2006]. Составы минералов анализировались на рентгеноспектральном микроанализаторе с электронным зондом Camebax-Micro фирмы Cameca (Франция) в Аналитическом центре ИГМ СО РАН. Исследование акцессорных минералов проведено на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU с ЭДС системой микроанализа AztecEnergy/X-max 50 и катодолюминесцентной приставкой ChromaCL2 UV.

Петрография и минералогия

Среди кианитсодержащих пород выделяются гранат-кианит-биотитовые гнейсы, гранат-кианит-слюдяные (мусковит ± биотит) сланцы и гранат-кианит-кварцевые гранофельсы. Предметом наших исследований были гранат-кианит-слюдяные сланцы и гранат-кианит-кварцевые гранофельсы, которые, как уже говорилось выше, за исключением содержания калия, имеют близкий состав в отношении главных элементов. Породы первого типа сложены кварцем, гранатом, кианитом, белыми слюдами (мусковит, фенгит), биотитом, хлоритом (рис. 2). В некоторых образцах содержится калиевый полевой шпат. Гранат образует ксеноморфные зерна. Биотит развивается по мусковиту и кианиту, а также присутствует в виде включений в гранате. Среди акцессорных минералов идентифицированы рутил, титаномагнетит, циркон, алланит, монацит. В этих породах в гранате, кианите и цирконе установлены включения алмазов (рис. 3, а). В некоторых образцах гранат-кианит-слюдяных сланцев наблюдаются крупные порфиробласты кианита, центральные части которых переполнены включениями графита, отчего они приобретают черный цвет (см. рис. 3, б). В краевой части этих зерен появляются включения алмазов, часто образующие сростки (см. рис. 3).

Гранат-кианит-кварцевые гранофельсы сложены гранатом, кианитом и кварцем (рис. 4). Слюды либо отсутствуют, либо присутствуют в небольшом количестве в матриксе и в виде включений в гранате. Среди акцессорных минералов идентифицированы рутил, апатит, ксенотим и циркон. Рутил встречается в основной массе и в виде включений в гранате и кианите. По гранату и кианиту развивается серицит. **Гранаты** в обоих типах пород в значительной степени перекрываются по составу (табл. 1, рис. 5). В гранатах в большинстве случаев наблюдается регрессивная зональность, выраженная в увеличении содержания железа, марганца и уменьшении магния от центра к краю зерен. Содержание кальция либо незначительно увеличивается, либо остается прежним. В гранатах гранат-кианит-слюдяного сланца Б-06-05 зональность не наблюдается. Для гранатов гранат-кианит-слюдяного сланца Б-20-04 характерно крайне низкое содержание гроссулярового компонента (3—4 %) и высокое — алмандинового (до 83 %). В отдельных зернах высокое содержание магния (2.82 %).

В гранате гранат-кианит-слюдяного сланца Б-9-04 увеличивается содержание кальция и уменьшается железо и магний от центра к краю (см. табл. 1, рис. 5). При этом растет величина отношения Fe/Mg. Другого типа зональность наблюдается в гранатах обр. Б-8-04 (см. табл. 1). От центра к краю зерен падает содержание кальция, а количество магния растет при постоянном железе.

В образце гранат-кианит-кварцевого гранофельса Б-11-24 у граната отмечается прогрессивная зональность, выраженная в увеличении содержания кальция и уменьшении марганца (см. табл. 1). Железо и магний варьируют незначительно. Регрессивная зональность проявлена в гранатах обр. Б-11-19. В краевой части падает содержание магния и растет железо. Содержание кальция меняется незначительно, хотя разные зерна имеют разное количество гроссулярового компонента.

Отметим, что все гранаты характеризуются низкой примесью титана, что отличает их от составов гранатов в экспериментах с пелитами при высоких давлениях [Hermann, Spandler, 2008].

Как в гранат-кианит-слюдяных сланцах, так и в гранат-кианит-кварцевых гранофельсах гранат содержит включения биотита и фенгита. В ряде случаев наблюдается замещение включений фенгита биотитом.

Белые слюды. Состав белых слюд варьирует по содержанию селадонитового компонента и титана в пределах одного образца. Наиболее высокое содержание селадонитового компонента отмечается у фенгита, встречающегося в виде включений в гранате (до 3.493 Si ф.ед.) (см. табл. 1). Следует отметить, что включения фенгита в гранате из обр. Б-8-04 характеризуются низким содержанием титана (0.022 мас. %), в то время как слюда из матрикса содержит 2.40 мас. % TiO₂. Слюды из матрикса характеризуются вариациями в содержании селадонитового компонента (см. табл. 1). Так, в обр. Б-20-04 Si в слюдах варьирует от 3.365 до 3.160 ф.ед. В отдельных зернах фенгита присутствует регрессивная зональность. От центра к краю уменьшается содержание кремния, железа и магния. При этом уменьшает-

Таблица 1. Представительные составы породообразующих минералов высокоглиноземистых пород участка Барчинский

Компонент	Б-11-15														Б-06-05А				
	Grt1		Bt	Grt2		Вкл. Bt	Ph	Ph	Grt3		Вкл. Ph	Grt4		Вкл. Bt	Ph	Grt1		Вкл. Ph	Вкл. Ph
	центр	край		центр	край				центр	край		центр	край			центр	край		
SiO ₂ , мас. %	38.4	38.1	37.5	38.0	37.7	36.4	44.7	46.6	39.1	38.8	46.7	38.4	38.4	36.5	49.0	38.4	38.7	54.6	51.3
TiO ₂	0.01	0.05	4.10	0.02	0.03	4.63	1.56	1.36	0.07	0.06	1.04	0.05	0.20	1.47	1.52	0.10	0.07	1.46	1.47
Al ₂ O ₃	21.1	20.6	18.5	20.9	20.8	17.7	30.2	30.7	21.1	20.6	30.0	20.6	21.0	17.6	31.8	21.6	22.0	28.7	27.0
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.06	0.04	0.02	0.07	0.06	0.03	0.00	0.02	0.04	0.04	0.00	0.15	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03
FeO	29.2	31.8	20.6	32.7	34.1	17.8	3.40	3.52	23.9	27.1	2.45	27.4	28.9	14.0	3.60	26.2	26.3	1.40	1.44
MnO	0.16	0.26	0.01	0.25	0.25	0.02	0.02	0.00	0.38	0.22	0.00	0.10	0.57	0.00	0.00	0.51	0.55	0.02	0.00
MgO	7.54	4.64	6.37	4.32	4.91	10.1	1.23	1.32	8.59	6.49	2.31	5.72	5.90	14.9	1.32	7.19	7.23	3.44	3.35
CaO	3.16	4.32	0.17	3.92	2.34	0.02	0.00	0.01	6.94	6.66	0.02	7.45	5.02	0.05	0.00	6.15	5.74	0.01	0.00
Na ₂ O	0.04	0.02	0.20	0.01	0.00	0.22	0.43	0.36	0.07	0.00	0.47	0.04	0.00	0.76	0.28	0.05	0.13	0.07	0.19
K ₂ O	0.00	0.01	8.29	0.01	0.01	9.50	10.7	10.8	0.00	0.01	10.5	0.00	0.01	8.32	8.43	0.00	0.00	5.41	10.9
Сумма	99.7	99.8	100.3	100.2	100.1	101.0	96.8	99.2	100.1	100.0	98.1	99.9	100.0	98.2	100.5	100.1	100.7	99.6	100.2
Si, ф.ед.	3.01	3.02	3.07	3.02	3.00	2.97	3.41	3.46	3.00	3.03	3.49	3.01	3.01	2.99	3.52	2.98	2.98	3.81	3.71
Ti	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.28	0.09	0.08	0.00	0.00	0.06	0.00	0.01	0.09	0.08	0.01	0.00	0.08	0.08
Al	1.95	1.93	1.79	1.95	1.95	1.70	2.72	2.69	1.91	1.89	2.64	1.91	1.94	1.70	2.69	1.97	1.99	2.36	2.30
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	1.91	2.11	1.42	2.17	2.27	1.21	0.22	0.22	1.53	1.77	0.15	1.80	1.89	0.96	0.22	1.70	1.69	0.08	0.09
Mn	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00
Mg	0.88	0.55	0.78	0.51	0.58	1.22	0.14	0.15	0.98	0.75	0.26	0.67	0.69	1.82	0.14	0.83	0.83	0.36	0.36
Ca	0.26	0.37	0.01	0.33	0.20	0.00	0.00	0.00	0.57	0.56	0.00	0.63	0.42	0.00	0.00	0.51	0.47	0.00	0.00
Na	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.06	0.05	0.01	0.00	0.07	0.01	0.00	0.12	0.04	0.01	0.02	0.01	0.03
K	0.00	0.00	0.87	0.00	0.00	0.99	1.04	1.02	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00	0.87	0.77	0.00	0.00	0.48	1.00
Сумма	8.02	8.01	8.23	8.01	8.02	8.41	7.69	7.66	8.04	8.02	7.67	8.03	8.01	8.56	7.46	8.03	8.03	7.18	7.57

Компонент	Б-20-04												Б-9-04										
	Ph1		Grt1		Ph2		Grt2		Grt3		Ph3		Grt1		Ph1		Kfs	Grt2			Bt		
	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край		центр	зона 1	зона 2	край	центр	край
SiO ₂ , мас. %	49.1	48.0	37.0	37.2	49.3	47.9	36.9	37.0	37.1	37.1	50.1	48.0	38.4	38.6	47.1	47.2	65.4	37.6	38.5	38.0	38.2	37.4	36.8
TiO ₂	0.99	1.07	0.03	0.02	0.97	1.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.77	0.96	0.01	0.02	2.43	1.71	0.01	0.03	0.03	0.17	0.04	3.70	3.50
Al ₂ O ₃	30.6	33.0	20.9	20.7	30.9	32.2	20.6	20.6	20.6	30.6	32.6	21.1	21.4	31.9	33.0	18.6	21.0	21.3	21.3	21.3	17.0	17.4	
Cr ₂ O ₃	0.02	0.05	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.10	0.04	
FeO	2.24	1.48	36.0	36.3	1.98	1.65	36.3	35.6	36.3	35.9	2.16	1.41	27.6	26.3	1.69	1.33	0.02	32.3	27.4	28.4	25.8	14.9	14.1
MnO	0.00	0.00	0.62	0.63	0.00	0.00	0.92	0.72	0.81	0.77	0.00	0.00	0.32	0.28	0.00	0.00	0.00	0.24	0.27	0.28	0.33	0.01	0.00
MgO	2.30	1.49	3.78	3.65	2.25	1.83	3.16	3.45	3.18	3.39	2.20	1.60	7.08	6.05	1.92	1.70	0.01	5.53	5.97	6.02	5.21	11.6	11.8
CaO	0.00	0.00	1.36	1.18	0.01	0.00	1.40	1.49	1.36	1.46	0.00	0.01	4.46	7.32	0.00	0.00	0.19	2.78	6.31	5.61	8.55	0.02	0.02
Na ₂ O	0.43	0.86	0.07	0.08	0.53	0.80	0.02	0.08	0.05	0.09	0.36	0.77	0.09	0.04	0.27	0.25	1.43	0.06	0.03	0.08	0.02	0.13	0.15
K ₂ O	9.09	8.90	0.01	0.00	9.24	8.98	0.00	0.00	0.00	0.00	9.60	8.72	0.00	0.00	10.2	10.2	14.2	0.00	0.01	0.00	0.03	9.17	8.91
Сумма	94.7	94.9	99.8	99.8	95.1	94.4	99.4	99.0	99.4	99.3	95.7	94.0	99.1	100.0	95.5	95.4	99.8	99.6	99.9	99.8	99.5	94.0	92.7
Si, ф.ед.	3.57	3.47	2.98	3.00	3.56	3.49	3.00	3.01	3.01	3.01	3.60	3.49	3.01	3.00	3.42	3.42	3.00	2.99	3.01	2.98	3.00	3.07	3.05
Ti	0.05	0.06	0.00	0.00	0.05	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05	0.00	0.00	0.13	0.09	0.00	0.00	0.01	0.00	0.23	0.22	
Al	2.61	2.81	1.98	1.97	2.63	2.76	1.97	1.98	1.97	1.97	2.59	2.79	1.95	1.96	2.73	2.82	1.01	1.97	1.96	1.97	1.97	1.64	1.70
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	
Fe	0.14	0.09	2.43	2.45	0.12	0.10	2.47	2.41	2.47	2.43	0.13	0.09	1.81	1.71	0.10	0.08	0.00	2.15	1.79	1.86	1.69	1.03	0.98
Mn	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.06	0.05	0.06	0.05	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00
Mg	0.25	0.16	0.45	0.44	0.24	0.20	0.38	0.42	0.38	0.41	0.24	0.17	0.83	0.70	0.21	0.18	0.00	0.66	0.70	0.70	0.61	1.42	1.46
Ca	0.00	0.00	0.12	0.10	0.00	0.00	0.12	0.13	0.12	0.13	0.00	0.00	0.37	0.61	0.00	0.00	0.01	0.24	0.53	0.47	0.72	0.00	0.00
Na	0.06	0.12	0.01	0.01	0.07	0.11	0.00	0.01	0.01	0.01	0.05	0.11	0.01	0.01	0.04	0.04	0.13	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02
K	0.84	0.82	0.00	0.00	0.85	0.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.88	0.81	0.00	0.00	0.95	0.94	0.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.96	0.94
Сумма	7.52	7.53	8.03	8.02	7.53	7.55	8.01	8.01	8.01	8.01	7.53	7.52	8.02	8.02	7.57	7.57	4.98	8.03	8.01	8.03	8.02	8.37	8.37

Компонент	Б-7-04								Б-8-04									
	Grt1		Grt2	Вкл. Bt	Grt3		Grt4	Вкл. Kfs	Grt1		Вкл. Ph	Ph1	Grt2		Bt	Ph	Kfs	Вкл. Ph
	центр	край			центр	край			центр	край			центр	край				
SiO ₂ , мас. %	38.8	38.9	38.6	40.9	38.4	38.8	38.6	65.1	38.4	38.2	52.5	47.5	38.0	38.5	40.0	47.5	65.4	46.4
TiO ₂	0.15	0.05	0.13	3.72	0.07	0.03	0.09	0.00	0.06	0.24	0.02	2.38	0.10	0.05	3.10	2.32	0.00	0.06
Al ₂ O ₃	21.4	21.5	21.5	16.2	21.1	21.5	21.3	18.6	21.3	20.9	31.5	32.6	21.0	21.1	22.0	32.4	18.6	30.3
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06	0.03	0.01	0.03	0.03	0.05	0.01	0.90
FeO	23.0	21.0	23.4	8.69	24.7	23.1	24.5	0.08	27.1	26.3	1.83	1.48	27.5	27.0	11.3	1.80	0.03	4.82
MnO	0.69	0.71	0.98	0.04	1.36	1.16	1.13	0.00	0.57	0.59	0.00	0.00	0.56	0.58	0.03	0.00	0.01	0.02
MgO	8.98	8.01	9.44	17.7	8.47	8.15	8.45	0.01	6.23	6.20	1.76	1.89	5.97	6.76	8.71	2.08	0.01	1.58
CaO	6.10	9.11	5.29	0.06	4.78	6.76	5.18	0.19	6.32	6.74	0.18	0.00	6.43	5.79	0.01	0.00	0.12	0.13
Na ₂ O	0.07	0.04	0.07	0.33	0.03	0.04	0.07	0.81	0.08	0.03	0.09	0.17	0.10	0.05	0.11	0.20	0.83	0.12
K ₂ O	0.02	0.00	0.01	8.47	0.01	0.02	0.01	13.1	0.02	0.01	6.14	7.56	0.00	0.01	8.02	7.58	13.8	7.48
Сумма	99.2	99.3	99.5	96.1	99.0	99.5	99.3	98.0	100.1	99.1	94.2	93.6	99.6	99.9	93.2	93.9	98.8	91.8
Si, ф.ед.	2.99	3.00	2.97	3.16	3.00	3.00	2.99	3.02	3.00	3.00	3.72	3.45	2.99	3.00	3.17	3.44	3.02	3.50
Ti	0.01	0.00	0.01	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.13	0.01	0.00	0.18	0.13	0.00	0.00
Al	1.95	1.95	1.96	1.47	1.94	1.95	1.95	1.02	1.96	1.93	2.63	2.79	1.94	1.94	2.06	2.77	1.01	2.69
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
Fe	1.48	1.35	1.51	0.56	1.61	1.49	1.59	0.00	1.77	1.73	0.11	0.09	1.81	1.76	0.75	0.11	0.00	0.30
Mn	0.05	0.05	0.06	0.00	0.09	0.08	0.07	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.03	0.92	1.09	2.03	0.98	0.94	0.98	0.00	0.72	0.73	0.19	0.20	0.70	0.79	1.03	0.23	0.00	0.18
Ca	0.50	0.75	0.44	0.01	0.40	0.56	0.43	0.01	0.53	0.57	0.01	0.00	0.54	0.48	0.00	0.00	0.01	0.01
Na	0.01	0.01	0.01	0.05	0.00	0.01	0.01	0.07	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.07	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.83	0.00	0.00	0.00	0.78	0.00	0.00	0.56	0.70	0.00	0.00	0.81	0.70	0.81	0.72
Сумма	8.03	8.03	8.05	8.33	8.03	8.03	8.03	4.90	8.03	8.02	7.24	7.39	8.04	8.03	8.03	7.41	4.92	7.49

Компонент	Б-11-21						Б-11-24							
	Grt1	Вкл. Ph	Bt1	Bt2	Ph1	Grt2		Ph1	Ph2	Grt1	Ph2	Ph2	Ky	Bt
						центр	край							
SiO ₂ , мас. %	38.1	47.4	37.2	36	45.6	37.3	37.7	47	46.9	38.1	45.4	46.6	36.2	37.5
TiO ₂	0.00	0.00	3.39	3.5	1.43	0.00	0.17	1.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.8
Al ₂ O ₃	21.4	34.3	17.2	16.7	31.9	20.8	20.8	31.5	32.7	20.9	35.4	35	62.2	17.7
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	28.4	2.32	18	17.4	3.94	29.5	30.9	2.82	2.77	26.3	1.33	1.03	0.77	14.6
MnO	0.98	0.00	0.00	0.00	0.00	0.77	0.61	0.00	0.00	4.16	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	7.01	0.95	10.8	10.5	1.39	5.77	4.56	2.16	1.09	5.19	0.51	0.55	0.00	12.8
CaO	4.51	0.00	0.00	0.00	0.00	4.49	4.67	0.00	0.31	5.43	0.00	0.14	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.32	0.00	0.00	0.43	0.00	0.00	0.74	0.18	0.00	0.2	0.28	0.00	0.23
K ₂ O	0.00	8.23	9.32	8.9	10.3	0.00	0.00	9.14	8.41	0.00	9.47	8.99	0.00	8.6
Сумма	100	93.6	95.8	92.9	95	98.6	99.4	94.9	92.6	100	92.3	92.6	99.1	94.2
Si, ф.ед.	2.97	3.46	3.04	3.03	3.38	2.98	3.00	3.44	3.48	3.00	3.37	3.43	0.99	3.05
Ti	0.00	0.00	0.21	0.22	0.08	0.00	0.01	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17
Al	1.97	2.95	1.65	1.66	2.78	1.96	1.96	2.72	2.86	1.94	3.10	3.04	2.00	1.70
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	1.85	0.14	1.23	1.22	0.24	1.97	2.06	0.17	0.17	1.73	0.08	0.06	0.02	0.99
Mn	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.04	0.00	0.00	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.82	0.10	1.31	1.32	0.15	0.69	0.54	0.24	0.12	0.61	0.06	0.06	0.00	1.55
Ca	0.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.38	0.40	0.00	0.02	0.46	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.00	0.05	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.10	0.03	0.00	0.03	0.04	0.00	0.04
K	0.00	0.77	0.97	0.96	0.97	0.00	0.00	0.85	0.80	0.00	0.90	0.84	0.00	0.89
Сумма	8.05	7.47	8.41	8.40	7.67	8.04	8.01	7.60	7.49	8.03	7.54	7.49	3.01	8.39

Примечание. Здесь и далее: Bt — биотит, Ph — фенгит, Kfs — калиевый полевой шпат.

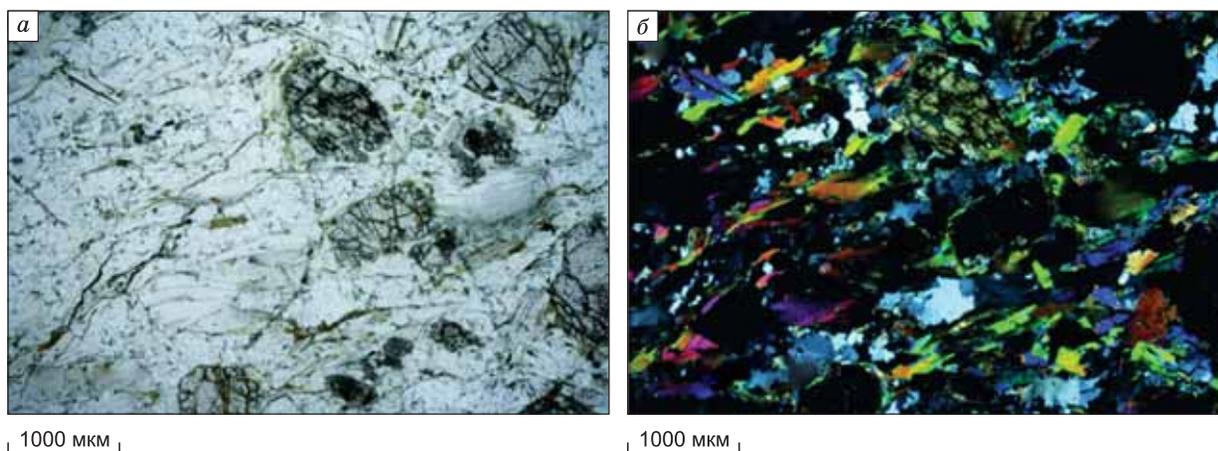


Рис. 2. Гранат-кианит-сланцевой сланец.

a — проходящий свет, *б* — николи ×.

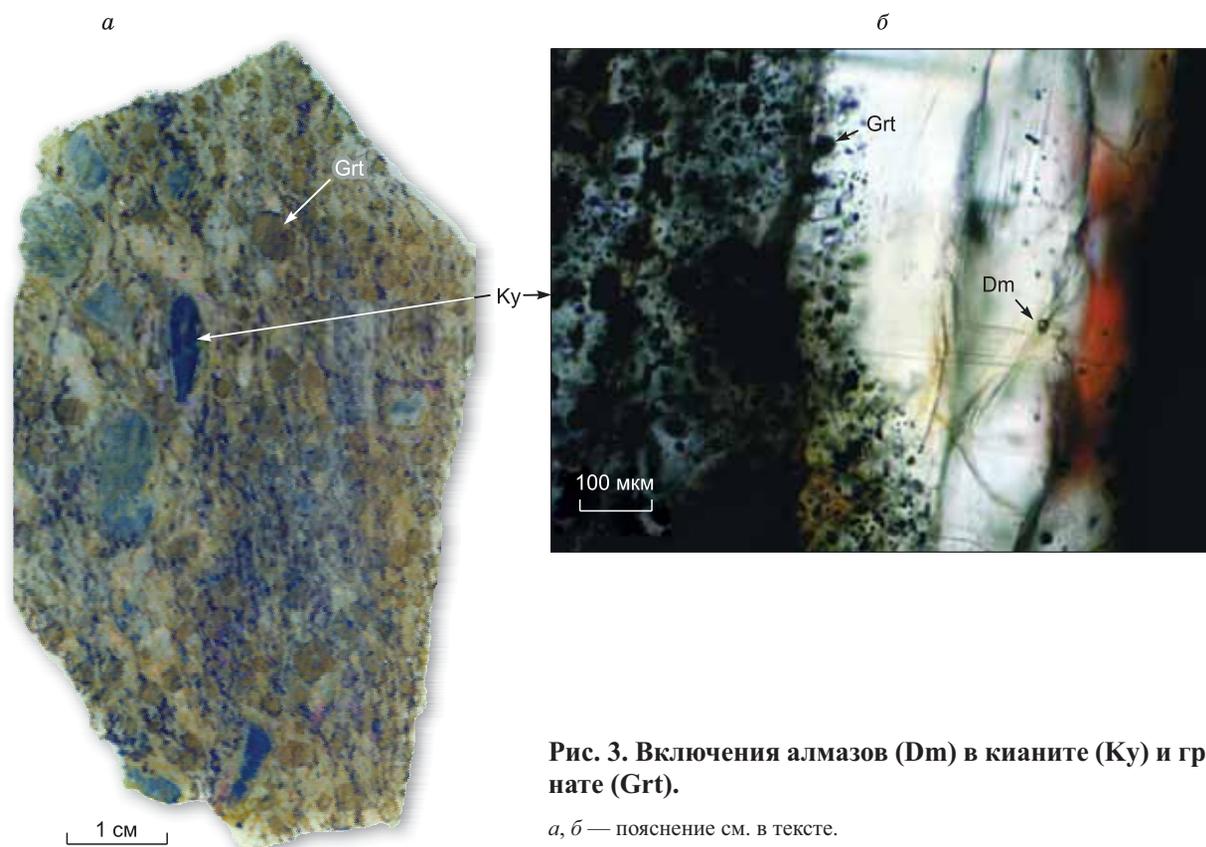


Рис. 3. Включения алмазов (Dm) в кyanите (Ky) и гранате (Grt).

a, б — пояснение см. в тексте.

ся отношение Fe/Mg. Наблюдается изменение в содержании TiO_2 (0.6—1.2 мас. %). Широкие вариации титана отмечаются в образцах Б-9-04 и Б-11-21. Не во всех случаях включения в гранатах можно отнести к фенгитам. Слюды, слагающие прожилки в обр. Б-11-24, не содержат титана. В то же время в них встречается примесь натрия и хлора. Также нет титана в слюде, замещающей гранат, в обр. Б-11-21. Слюды из матрикса этого образца содержат примесь хлора.

Биотит замещает белые слюды и гранат, а также встречается в виде включений в гранате. В обр. Б-11-15 биотит из матрикса и включений в гранате имеет высокое содержание примеси титана (до 5 мас. % TiO_2). Состав включений биотитов, встречающихся в одном зерне граната (обр. Б-11-15), варьирует по величине железистости ($f = 49.8—51.3$ %).

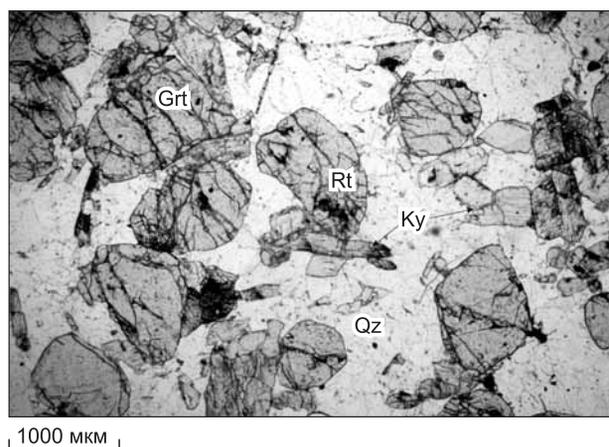


Рис. 4. Гранат-кианит-кварцевая порода.

Здесь и далее: Rt — рутил, Qz — кварц.

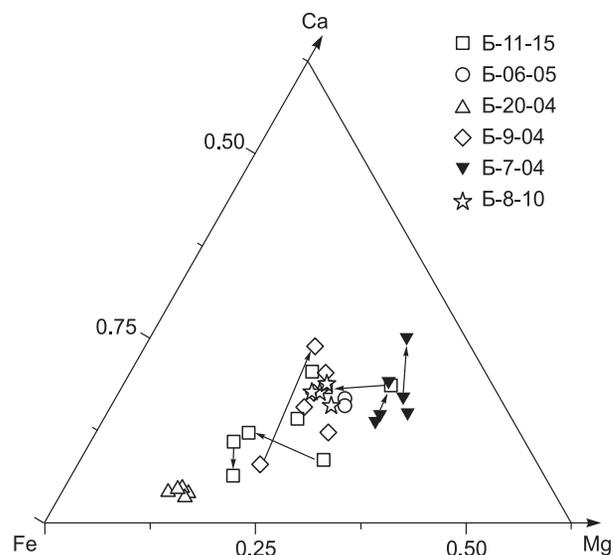


Рис. 5. Составы гранатов высокоглиноземистых пород участка Барчинский.

Акцессорные минералы

Рутил кианитсодержащих сланцев в значительных концентрациях содержит примеси железа (до 1 мас. % FeO) и ниобия (0.56—0.79 мас. % Nb₂O₅) (табл. 2). В гранат-кианит-кварцевых гранофельсах (Б-11-24) рутил демонстрирует большую неоднородность (рис. 6). Содержание ниобия варьирует от 1.29 до 10.5 мас. %. Следует отметить, что неоднородность по распределению примеси ниобия ранее отмечалась в рутилах из ксенолита эклогита в тр. Загадочная [Соболев и др., 2011]. Кроме того, происходит распад рутила с изначально высоким содержанием ниобия и тантала на рутил, включающий примесь ниобия (1.4 мас. %) и железа (0.87 мас. %), и оксид титана с высоким количеством примесей железа (6.61 мас. %), ниобия (до 20.8 мас. % Nb₂O₅) и тантала (до 2.81 мас. % Ta₂O₅) (рис. 7, см. табл. 2). У включения рутила в гранате примеси ниобия и тантала не наблюдается.

Алланит присутствует в кианитовом сланце Б-11-21 и демонстрирует сложную внутреннюю неоднородность. Он содержит значительное количество легких редких земель (см. табл. 2). Отдельные метамиктные участки зерен показывают высокое содержание тория (до 1 мас. % ThO₂). В алланите присутствуют включения рутила, а также фазы с большим количеством легких и средних редких земель, тория (до 2.54 мас. % ThO₂), а также фтора (до 5 мас. %) (рис. 8). Включение рутила содержит примесь железа и ниобия.

Монацит идентифицирован в виде включения в гранате в слюдяном сланце (Б-11-21) (рис. 9). Помимо церия монацит содержит легкие и средние редкие земли, большое количество тория (16.6 мас. % ThO₂) и свинец (0.62 мас. % PbO). Следует отметить большие вариации в содержании тория (5.23—16.6 мас. %), урана (0—1 мас. %) и свинца (0—0.62 мас. %) в пределах одного зерна.

Апатит наблюдается в образце гранат-кианит-кварцевого гранофельса (Б-11-20). Он содержит многочисленные включения ксенотима.

Ксенотим присутствует в гранат-кианит-кварцевом гранофельсе (Б-11-24) в качестве акцессорной фазы. Помимо иттрия он содержит примеси тяжелых редких земель (см. табл. 2). Рядом с зерном рутила обнаружено мелкое зерно ксенотима.

Геохимия высокоглиноземистых пород

По содержанию главных элементов исследованные породы отвечают глинистым сланцам (табл. 3). В то же время для всех образцов характерно низкое содержание натрия. В гранат-кианит-кварцевых гранофельсах значительно меньше калия (0.49—1.35 мас. % K₂O) по сравнению с гранат-кианит-слюдяными сланцами (4.9—2.2 мас. % K₂O).

Гранат-кианит-слюдяные сланцы в разной степени деплетированы легкими РЗЭ (La/Yb = 5.1—16.1). На графике, нормализованном на хондрит, гранат-кианит-мусковитовые сланцы демонстрируют небольшой отрицательный наклон в области тяжелых и средних РЗЭ и крутой отрицательный наклон в области легких (рис. 10, а). Все образцы имеют отрицательную европиевую аномалию (Eu* = +0.5...+0.8).

Таблица 2. Содержание редких элементов в аксессуарных минералах высокоглиноземистых пород участка Барчинский

Минерал	Б-11-21						Б-11-24								
	Aln 1	Вкл. в Aln 1	Aln 2	Вкл. в Aln 2	Mnz	Mnz	Rt 1	Вкл. в Rt 1	Rt 2	Rt 3 (центр)	Rt 2 (край)	Xtm	Rt 3	Вкл. в Rt 3	Xtm
V ₂ O ₃ , мас. %	—	—	—	—	—	—	—	1.53	1.52	1.37	—	—	—	1.85	—
Sc ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.9	—	—	—
Ce ₂ O ₃	3.42	18.9	3.64	26.8	25.0	30.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
La ₂ O ₃	1.78	9.51	1.82	14.2	12.8	15.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pr ₂ O ₃	—	1.97	—	2.56	2.49	2.69	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nd ₂ O ₃	1.39	7.13	1.48	9.91	8.49	9.9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sm ₂ O ₃	—	—	—	1.17	0.86	—	—	—	—	—	—	0.46	—	—	—
Gd ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.07	—	—	4.59
Tb ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.19	—	—	—
Dy ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5.22	—	—	6.65
Ho ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.24	—	—	—
Er ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.28	—	—	3.33
Tm ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.97	—	—	3.12
Lu ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Y ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	29.1	—	—	37.5
ThO ₂	—	1.14	0.89	0.47	16.6	5.23	—	—	—	—	—	—	—	—	—
UO ₂	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
PbO	—	—	—	—	0.62	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nb ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	1.39	11.4	10.5	8.74	0.63	—	1.23	20.8	—
Ta ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	2.81	2.34	1.76	—	—	—	1.7	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	26.4	29.2	—	—	—	—	—	26.3	—	—	33.2
SO ₃	—	—	—	—	1.1	0.55	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Br	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.69

Примечание. Здесь и далее: Aln — алланит, Mnz — монацит, Xtm — ксенотим. Прочерк — не определялся.

Гранат-кианит-кварцевые гранофельсы в значительной степени деплетированы легкими РЗЭ (La/Yb = 0.74—2.86). Содержание лантана в этих породах лежит в интервале 3—8 г/т. На графике, нормированном на хондрит (рис. 11, а), породы демонстрируют волнообразное распределение РЗЭ. В области тяжелых редких земель наблюдается небольшой отрицательный наклон, который сменяется крутым положительным наклоном от Tb до Eu, в области легких РЗЭ отрицательный наклон от Nd до La. С учетом данных по содержанию некогерентных элементов мы в дальнейшем будем называть гранат-кианит-кварцевые гранофельсы деплетированными, а гранат-кианит-слюдяные сланцы — недеплетированными породами. Следует иметь в виду, что гранат-кианит-слюдяные сланцы также деплетированы рядом некогерентных элементов, но в значительно меньшей степени.

Так же, как и гранат-кианит-слюдяные сланцы, гранат-кианит-кварцевые гранофельсы имеют отрицательную европиевую аномалию (Eu* = -0.57...-0.63). Образец гранат-кианит-слюдяного сланца Б-11-9 занимает промежуточное положение между деплетированными и недеплетированными высокоглиноземистыми породами. В отличие от деплетированных пород, он содержит значительное количество фенгита и калиевого полевого шпата, что находит выражение в повышенном содержании калия (2.52 мас. % K₂O). В то же время этот образец сильно деплетирован в отношении легких (La/Yb = 0.9) и средних редких земель (см. рис. 11, а).

Деплетированным породам свойственны высокие величины Sm/Nd (0.29—0.53), недеплетированные имеют более низкие значения этого отношения (0.25—0.16, \bar{x} = 0.19), близкие к верхней континентальной коре и среднему постархейскому австралийскому сланцу PAAS [Taylor, McLennan, 1985].

Ряд образцов недеплетированных пород и все деплетированные характеризуются повышенными содержаниями тантала и ниобия по сравнению с PAAS (см. табл. 3). Отношения Nb/Ta варьируют в двуслюдяных сланцах от 10.6 до 28.3 (\bar{x} = 16.8), в деплетированных породах от 8.0 до 11.5 (\bar{x} = 9.4).

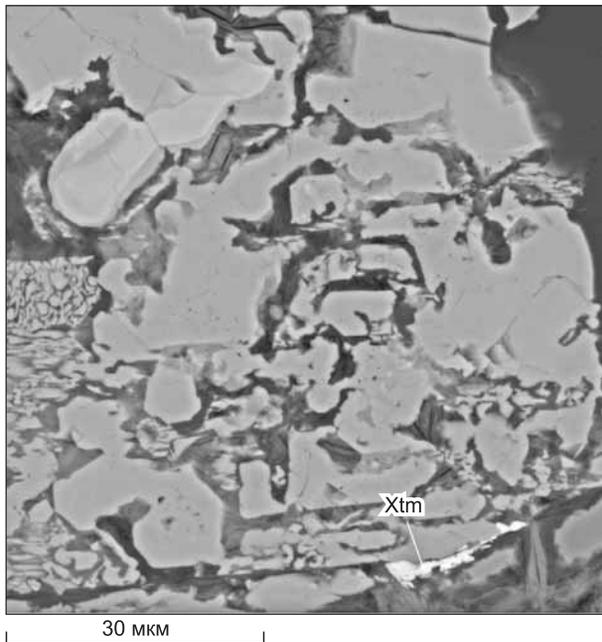


Рис. 6. Зерно рутила с включением ксенотима, демонстрирующее неоднородность по содержанию ниобия и тантала.

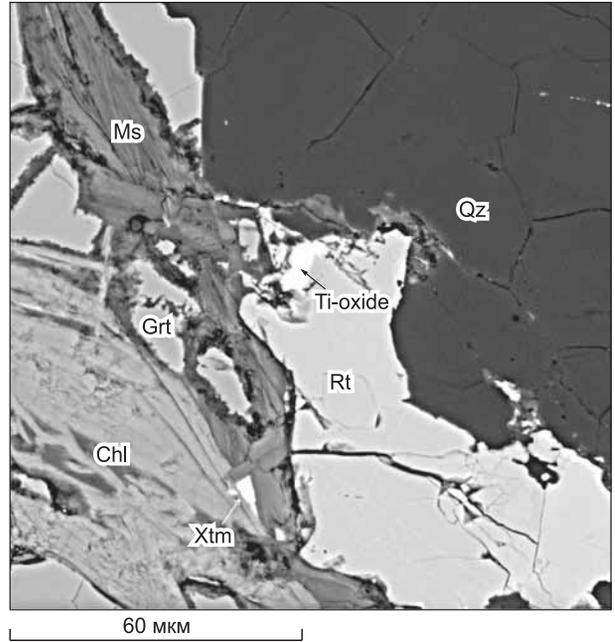


Рис. 7. Зерно рутила.

В зерне выпадает оксид титана с высоким содержанием ниобия и тантала (обр. Б-11-24). Здесь и далее: Chl — хлорит, Ms — мусковит.

Отношение титана к ниобию в гранат-кианит-кварцевых породах (68.6—112.2) значительно ниже, чем в недеплетированных (166—424). У деплетированных пород наблюдается корреляция титана и ниобия ($R^2 = 0.767$), у недеплетированных она слабей ($R^2 = 0.581$). Ниобий коррелирует с танталом ($R^2 = 0.758$) в недеплетированных породах, в деплетированных — величина достоверной аппроксимации еще выше ($R^2 = 0.940$). Отмечается корреляция ниобия и гафния с титаном. Тантал в деплетированных породах коррелирует с титаном ($R^2 = 0.916$).

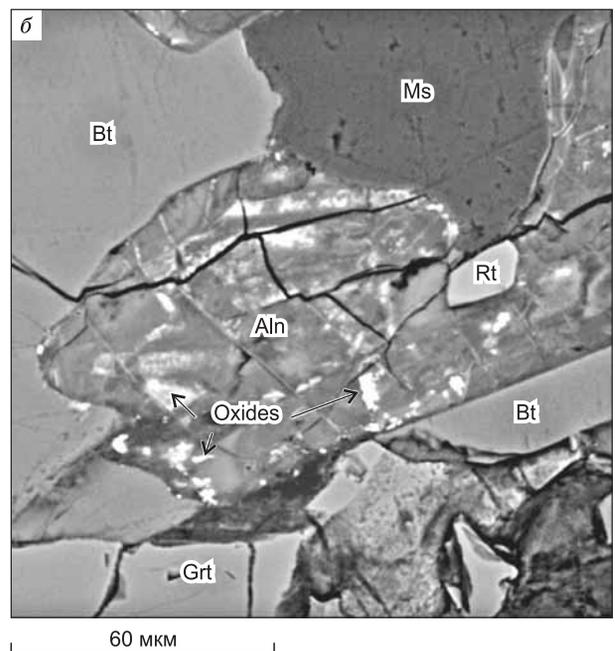
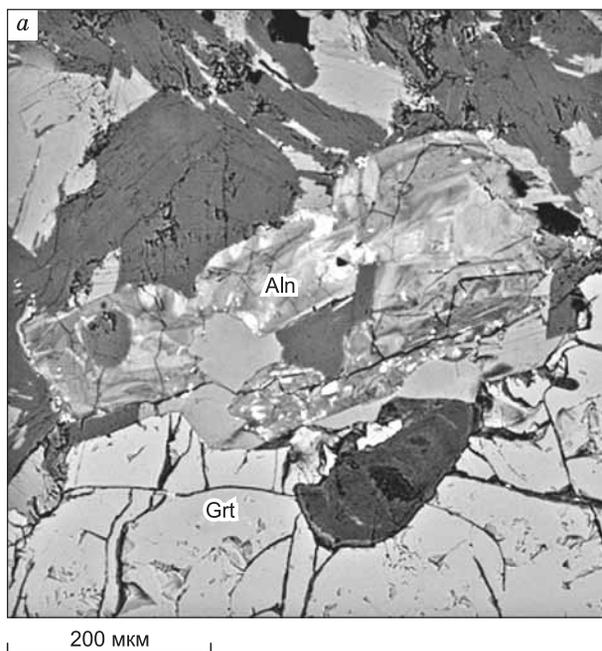


Рис. 8. Зерно алланита со сложной зональностью в гранат-кианит-слюдяном сланце, обр. Б-11-21 (а); метамиктная часть зерна алланита с выделением фаз, концентрирующих легкие редкие земли и торий (б).

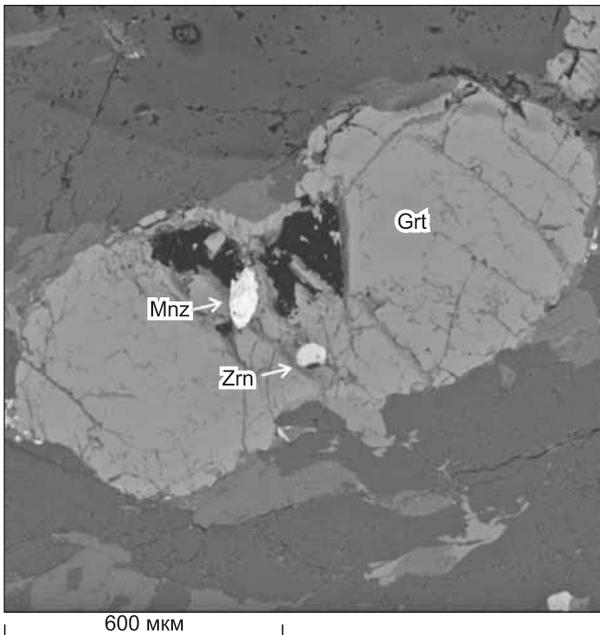


Рис. 9. Включение монацита в гранате, обр. Б-11-21.

Zrn — циркон.

В недеплетированных породах отношение La/Nb варьирует от 0.8 до 5.0 ($\bar{x} = 2.4$), а в деплетированных значительно ниже (0.07—0.20). Торий-урановые отношения у гранат-кианит-сланцев меняются от 1.3 до 15.6 ($\bar{x} = 8.5$), в деплетированных гранофельсах от 0.8 до 8.5 ($\bar{x} = 2.9$). В большинстве недеплетированных пород отношение Lu/Hf отвечает PAAS (0.09).

Содержание фосфора в деплетированных породах варьирует от 266 до 98 г/т. У большинства недеплетированных пород содержание фосфора ниже, чем у постархейского австралийского сланца (349 г/т). Деплетированным породам свойственна отрицательная корреляция фосфора с лантаном (0.861) и церием (0.881). В недеплетированных породах они отсутствуют. Калий коррелирует с рубидием в деплетированных породах ($R^2 = 0.989$), а также в недеплетированных ($R^2 = 0.778$). Барий в деплетированных породах коррелирует с калием ($R^2 = 0.983$) и рубидием ($R^2 = 0.993$), в недеплетированных сланцах корреляция между этими компонентами значительно слабее.

На мультиэлементных диаграммах, нормированных на постархейский сланец (см. рис. 10, б), все гранат-кианит-сланцевые сланцы показывают сильную отрицательную аномалию по стронцию. Ряд образцов также демонстрируют отрицательные аномалии по урану и лантану. У некоторых образцов наблюдаются положительные аномалии по ниобию и танталу. Распределение других элементов близко к постархейскому сланцу.

Гранат-кианит-кварцевые гранофельсы деплетированы по большинству некогерентных элементов относительно постархейского сланца (рис. 11, б), у них наблюдаются положительные аномалии по цирконию, гафнию, фосфору, ниобию и танталу.

***P-T*-параметры равновесия**

Присутствие в гранат-кианит-сланцевых сланцах алмаза свидетельствует о том, что протолиты этих пород претерпели метаморфизм сверхвысоких давлений. В образцах Б-9-04 и Б-6-05 установлена смена кристаллизации низкобарической полиморфной модификации углерода — графита на высокобарическую — алмаз. Как отмечалось выше, в центральных частях порфиробласта кианита присутствуют включения графита, в промежуточной зоне — графит и алмаз, а во внешней зоне встречается только алмаз (см. рис. 3).

Для определения температур равновесия использовался гранат-фенгитовый геотермометр [Green, Hellmann, 1982]. Для ряда образцов получен большой разброс в полученных значениях температур. Мы считаем, что это обусловлено отсутствием равновесия ввиду изменения состава фенгита и краевых частей гранатов на регрессивной стадии. Для расчета температур мы использовали составы центральных частей зерен гранатов и слюды с наиболее высоким содержанием селадонитового минала. Наиболее высокое содержание последнего установлено у включений фенгита в гранатах из образцов Б-6-05 и Б-8-04 (до 3.415 ф.ед. Si). Температура равновесия для включения фенгита в обр. Б-6-05 составляет 790 °С.

В образце Б-8-04 не все включения фенгита в гранате характеризуются высоким содержанием кремния (Si от 3.180 до 3.415 ф.ед.). Включение с высоким содержанием селадонитового компонента имеют очень низкую примесь титана (0.03 мас. % TiO₂). У включений с низким содержанием кремния содержание титана такое же, как и у слюды из матрикса (2.4 мас. % TiO₂). Температуры равновесия гранат—фенгит из матрикса лежат в узком интервале 860—870 °С. Близкое значение получено для включений в гранате (840—910 °С).

Для образца Б-11-24 содержание Si у включений фенгита в гранате варьирует от 3.160 до 3.237 ф.ед. Включения дают температуру от 890 до 940 °С.

Таблица 3.

Содержание петрогенных и редких элементов в высокоглиноземистых породах участка Барчинский

Компонент	Б-11-3	Б-11-4	Б-11-5	Б-11-6	Б-11-7	Б-11-8	Б-11-10	Б-11-11	Б-11-12	Б-11-14
SiO ₂ , мас. %	64.2	60.7	61.6	59.1	61.1	60.7	59.9	62.8	60.2	59.6
TiO ₂	0.71	0.71	0.69	0.75	0.66	0.71	0.72	0.68	0.72	0.88
Al ₂ O ₃	20.8	21.52	21.6	22.0	20.9	22.0	21.0	21.0	21.5	22.1
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02
FeO	7.10	9.05	8.54	9.33	7.94	8.82	8.30	7.54	8.18	9.60
MnO	0.27	0.08	0.11	0.12	0.06	0.10	0.07	0.15	0.07	0.18
MgO	2.15	2.06	1.99	2.19	1.72	1.92	2.01	2.05	1.78	2.28
CaO	0.41	0.76	0.78	1.07	0.93	0.78	0.77	0.61	0.88	1.42
Na ₂ O	0.09	0.19	0.17	0.14	0.28	0.22	0.22	0.52	0.62	0.64
K ₂ O	2.70	3.67	3.25	3.74	4.65	3.02	4.70	2.93	4.19	2.25
BaO	0.07	0.10	0.10	0.10	0.11	0.09	0.12	0.08	0.11	0.07
P ₂ O ₅	0.08	0.11	0.15	0.13	0.10	0.13	0.10	0.12	0.14	0.15
V ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
П.п.п.	1.23	1.59	1.54	1.52	2.14	1.58	2.23	1.58	1.94	0.93
Сумма	99.9	100.6	100.6	100.2	100.7	100.1	100.2	100.1	100.4	100.2
Cs, г/т	4.4	3.0	2.6	2.9	3.1	3.3	3.5	3.8	4.4	1.9
Rb	148	166	148	150	191	143	199	156	187	84.4
Ba	522	660	731	707	818	656	900	609	825	486
Th	13.2	13.1	17.5	17.8	15.1	17.2	14.3	15.9	16.5	11.0
U	3	1	1	2	2	2	1	2	3	1
K	11204	15213	13476	15535	19294	12528	19514	12164	17385	9331
Nb	19.8	15.9	16.0	15.6	16.3	16.3	19.7	16.7	18.8	23.7
Ta	1.3	0.9	0.8	0.9	0.8	1.1	0.9	1.0	1.2	1.9
La	30.1	15.3	44.5	46.5	32.6	35.2	32.7	38.9	49.5	20.3
Ce	60.8	60.5	104	101	84.9	105	90.9	106	103	80.6
Pr	7.2	4.0	11.1	11.0	8.0	9.0	7.7	9.4	11.5	5.4
Sr	12.2	42.9	28.0	34.0	44.0	29.4	46.5	61.2	70.9	46.5
P	184	240	320	293	224	281	210	268	314	325
Nd	25.2	13.9	38.5	39.7	28.3	30.7	26.1	33.4	41.1	19.6
Zr	173	112	168	179	140	163	170	167	173	126
Hf	4.8	3.2	4.5	4.9	3.8	4.4	4.5	4.4	4.6	3.5
Sm	4.6	2.8	7.1	7.0	5.1	5.5	4.7	5.6	7.3	4.8
Eu	0.8	0.6	1.3	1.3	0.9	1.1	1	1	1	1
Ti	4239	4238	4156	4526	3986	4246	4327	4110	4294	5271
Gd	4.5	3.7	5.8	6.4	5.7	5.7	5	6	7	7
Tb	0.7	0.7	0.9	1.0	0.9	0.8	1	1	1	1
Dy	4.8	5.0	5.2	6.4	5.2	5.1	5	5	6	8
Y	34.0	37.0	37.4	42.8	35.4	36.8	37	33	41	56
Ho	1.0	1.0	1.1	1.2	1.0	1.0	1	1	1	2
Er	3.0	3.1	3.0	3.5	2.9	3.0	3	3	3	4
Tm	0.5	0.5	0.5	0.6	0.4	0.5	0.5	0.4	0.48	0.67
Yb	3.2	2.8	2.9	3.4	2.8	3.0	2.9	2.7	3.1	4.0
Lu	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.6

Компонент	Б-11-15	Б-11-16	Б-11-17	Б-11-18	Б-11-21	Б-11-22	Б-11-23	Б-04-05	Б-05-05	Б-06-05
SiO ₂ , мас. %	60.7	63.1	57.6	61.7	61.2	61.7	58.6	59.3	57.6	60.9
TiO ₂	0.74	0.68	0.76	0.77	0.70	0.69	0.89	0.64	0.59	0.82
Al ₂ O ₃	22.7	19.7	22.5	21.9	22.2	21.9	23.2	21.9	20.8	17.3
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	—	—	—
FeO	8.45	6.70	8.55	8.15	8.77	8.24	9.18	9.51	13.3	10.2
MnO	0.04	0.10	0.03	0.14	0.12	0.10	0.12	0.17	0.12	0.13
MgO	2.04	1.57	1.49	1.62	1.69	2.00	2.36	1.66	1.10	2.82
CaO	0.56	0.63	0.39	0.72	0.78	0.64	1.17	0.72	0.70	1.62
Na ₂ O	0.20	0.21	0.27	0.14	0.16	0.16	0.15	0.44	0.11	0.16
K ₂ O	2.99	4.63	4.90	3.46	2.90	3.12	3.22	3.81	3.48	2.94
BaO	0.08	0.12	0.15	0.09	0.08	0.09	0.15	—	—	—
P ₂ O ₅	0.16	0.12	0.11	0.12	0.13	0.11	0.14	0.05	0.05	0.05
V ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	—	—	—
П.п.п.	1.56	2.60	2.46	1.89	1.41	1.64	1.53	—	—	—
Сумма	100.2	100.2	99.2	100.7	100.2	100.4	100.8	98.2	97.9	96.9
Cs, г/т	3.9	3.2	3.7	2.9	2.6	3.0	3.5	—	—	—
Rb	175.3	205	236	160	135	158	157	176	169	151
Ba	606	908	1183	688	612	683	1071	771	731	179
Th	12.6	15.8	9.6	20.2	16.5	16.5	19.3	4.6	18.1	27.6
U	2	1	2	1	1	1	2	1.9	2.3	3.6
K	12392	19201	20326	14374	12019	12935	13363	15807	14438	12198
Nb	17.0	19.3	17.4	17.0	15.1	15.2	24.5	14.9	18.3	15.7
Ta	0.9	0.7	0.9	0.8	0.9	0.6	2.0	1.2	1.3	1.0
La	27.0	31.5	23.5	40.7	35.7	23.0	32.0	41.8	77.8	18.9
Ce	70.8	92.4	67.1	88.6	98.7	82.0	127	100	151	37.2
Pr	6.4	7.7	5.7	9.2	8.5	5.8	8.1	10.2	17.4	4.5
Sr	22.4	35.2	47.0	32.4	27.7	20.2	84.4	51.0	53.0	9.0
P	345	259	247	252	290	231	299	98.2	98.2	98.2
Nd	22.1	27.5	20.8	31.6	28.9	19.8	29.0	35.9	60.1	16.5
Zr	175	103	175	152	156	168	146	251	304	396
Hf	4.9	2.7	4.7	4.2	4.2	4.5	3.9	4.6	6.0	6.6
Sm	4.0	5.2	3.5	5.3	5.1	4.0	5.3	6.7	10.1	4.1
Eu	1	1	1	1	1	1	1	1.2	1.7	1.0
Ti	4413	4054	4552	4593	4227	4168	5350	3840.0	3540	4920
Gd	4	5	4	5	5	4	6	6.1	8.3	5.2
Tb	1	1	1	1	1	1	1	0.9	1.2	0.8
Dy	5	4	5	6	5	4	8	5.0	6.3	5.0
Y	36	27	41	41	34	32	54	32.9	40.3	33.6
Ho	1	1	1	1	1	1	1	1.1	1.2	1.1
Er	3	2	4	3	3	3	4	2.9	3.4	2.9
Tm	0.48	0.36	0.56	0.54	0.41	0.38	0.61	0.4	0.6	0.4
Yb	3.0	2.2	3.5	3.4	2.7	2.6	4.0	2.9	3.4	2.9
Lu	0.5	0.3	0.5	0.5	0.4	0.4	0.6	0.4	0.5	0.4

Компонент	Б-07-05	Б-08-05	Б-09-04	Б-10-05	Б-11-05	Б-18-04	Б-3-04	Б-20-04	Б-48-04	Б-8-04
SiO ₂ , мас. %	59.0	67.0	58.6	60.0	59.6	58.8	58.1	61.0	64.4	61.2
TiO ₂	0.72	0.67	1.07	0.72	0.77	0.68	0.66	0.71	0.80	0.98
Al ₂ O ₃	20.7	18.8	19.8	24.9	24.6	22.7	22.1	19.8	20.0	18.5
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	12.5	6.09	11.6	12.0	11.3	9.18	7.74	7.92	7.71	8.75
MnO	0.15	0.03	0.08	0.19	0.14	0.23	0.30	0.16	0.04	0.10
MgO	2.74	1.69	2.15	1.06	1.31	1.56	1.74	1.13	2.17	2.20
CaO	1.61	0.16	1.24	0.33	0.41	0.85	0.69	0.21	0.42	2.08
Na ₂ O	0.78	0.20	0.32	0.11	0.17	0.21	0.75	0.54	0.21	0.20
K ₂ O	1.85	4.56	3.31	2.29	1.99	3.71	4.32	4.21	3.73	3.03
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.2	99.2	98.2	101.6	100.3	97.9	96.4	95.6	99.5	97.1
Cs, г/т	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rb	87.1	170	135	143	108	178	254	112	128	140
Ba	431	554	313	530	409	676	1100	829	361	220
Th	11.2	12.4	24.0	3.2	21.4	23.1	20.4	17.3	15.8	28
U	0.8	1.4	2.7	2.5	6.1	3.0	2.2	2.5	1.6	4.8
K	7676	18919	13733	9501	8256	15393	17923	13775	15476	12571
Nb	26.0	17.1	17.7	20.9	15.7	16.8	17.1	17.4	26.8	16
Ta	2.5	1.1	1.3	1.4	0.9	1.3	1.2	1.1	7.6	1.2
La	23.4	59.4	22.9	61.4	75.9	53.4	46.6	49.4	47.6	37
Ce	59.7	114	57.3	117	142	110	83.5	101	96.4	76
Pr	5.9	13.2	6.1	13.9	16.2	12.4	10.8	11.8	11.2	8.7
Sr	49.0	24.0	44.0	26.0	17.0	56.8	108	97.0	15.0	18
P	98.2	98.2	98.2	98.2	98.2	98.2	98.2	98.2	98.2	87.3
Nd	20.2	46.1	21.6	50.7	56.7	43.3	38.0	42.3	39.3	31
Zr	394	526	263	352	319	393	148	668	387	161
Hf	6.1	8.8	5.7	6.3	5.8	6.1	3.8	12.9	7.2	4.2
Sm	4.3	7.5	4.5	9.9	10.0	7.9	7.0	7.0	6.7	5.4
Eu	1.0	1.6	1.1	1.9	1.9	1.4	1.2	1.2	1.2	1.3
Ti	4320	4020	6420	4320	4620	4080	3960	3780	4800	5880
Gd	4.9	6.5	5.4	7.6	7.8	7.0	6.0	5.6	5.7	5.7
Tb	0.9	1.0	0.9	1.0	1.0	1.0	0.9	0.8	0.9	0.88
Dy	6.0	5.5	5.6	5.8	5.4	5.8	5.7	4.9	5.1	5.6
Y	42.3	34.0	37.0	36.6	34.9	36.4	39.6	35.8	37.0	34
Ho	1.2	1.1	1.2	1.1	1.1	1.2	1.2	1.1	1.1	1.1
Er	3.4	3.1	3.4	3.2	3.1	3.2	3.7	3.3	3.2	3.3
Tm	0.6	0.5	0.6	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.6	0.53
Yb	3.3	3.3	3.5	3.3	3.0	3.2	3.7	3.3	3.4	3.4
Lu	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.5	0.6	0.5	0.5	0.53

Компонент	Б-11-19*	Б-11-20*	Б-11-24*	Б-11-13*	Б-03-05*	Б-09-05*	Б-11-9*
SiO ₂ , мас. %	66.0	63.3	62.4	60.2	65.2	59.3	62.1
TiO ₂	0.46	0.41	0.72	0.40	0.48	0.57	0.50
Al ₂ O ₃	21.7	21.0	23.0	22.0	20.5	24.3	22.8
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.02	0.02	—	—	0.02
FeO	8.29	10.7	8.7	11.7	9.23	12.1	8.27
MnO	0.25	0.15	0.23	0.16	0.075	0.35	0.07
MgO	1.65	2.26	1.82	2.51	1.22	2.09	1.92
CaO	1.17	1.84	1.33	2.14	0.77	1.46	0.97
Na ₂ O	0.04	0.07	0.05	0.07	0.06	0.05	0.13
K ₂ O	0.57	0.52	1.35	0.49	0.86	0.75	2.52
BaO	0.02	0.02	0.03	0.01	—	—	0.07
P ₂ O ₅	0.09	0.11	0.12	0.12	0.045	0.045	0.08
V ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.02	—	—	0.02
П.п.п.	0.35	0.19	0.74	0.27	—	—	1.08
Сумма	100.6	100.6	100.4	100.1	98.4	101.1	100.6
Cs, г/т	0.6	0.7	1.0	0.7	—	—	2.3
Rb	27.4	23.0	56.6	23.3	40.8	41.2	112
Ba	115	109	241	99.7	165	177	540
Th	1.2	1.2	1.3	1.1	2.9	13.2	2.6
U	1.3	1.4	1.2	1.4	1.9	1.5	0.7
K	2379	2173	5603	2042	3568	3112	10459
Nb	38.8	22.0	53.4	27.1	42.0	38.8	6.2
Ta	3.4	2.4	6.5	2.8	4.6	4.8	0.4
La	3.5	4.4	3.5	3.7	8.2	7.8	5.2
Ce	7.3	8.2	6.7	6.9	21.5	17.2	13.1
Pr	0.9	1.2	1.0	1.1	2.2	2.0	1.4
Sr	5.3	6.2	7.3	7.6	9	9	19.7
P	200	238	262	266	98.2	98.2	169
Nd	3.9	5.1	4.6	5.3	7.9	8.3	5.3
Zr	150	163	182	181	208	591	164
Hf	3.9	4.5	4.8	4.9	4.0	8.2	4.6
Sm	2.1	2.4	2.1	2.7	2.4	3.2	1.5
Eu	0.7	0.8	0.7	1.0	0.6	1.0	0.5
Ti	2786	2469	4303	2405	2880	3420	2972
Gd	4.8	6.6	5.2	7.4	4.5	7.0	3.7
Tb	0.9	1.4	1.1	1.6	0.9	1.4	1.0
Dy	5.9	9.5	7.0	10.9	6.2	8.6	7.7
Y	42.1	67.0	51.7	78.7	40.1	55.7	62.8
Ho	1.2	1.8	1.4	2.1	1.2	1.6	1.8
Er	3.3	5.1	4.1	5.9	3.2	4.5	5.5
Tm	0.5	0.8	0.6	0.9	0.5	0.7	0.9
Yb	3.0	4.5	3.8	5.0	2.9	4.1	5.5
Lu	0.5	0.6	0.5	0.8	0.4	0.5	0.8

Примечание. Прочерк — не определялся.

* Деpletированные породы, остальные — недеpletированные.

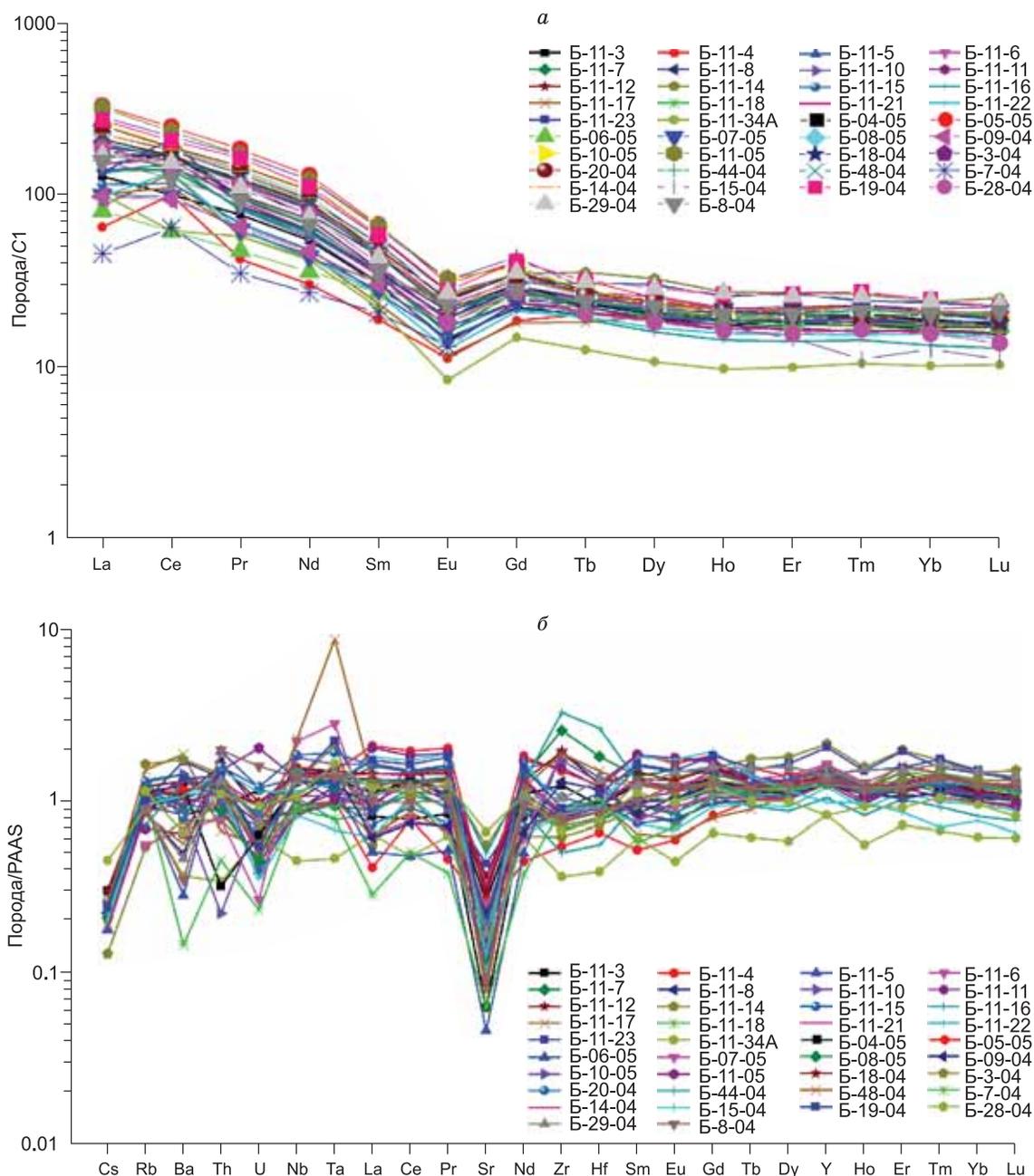


Рис. 10. Распределение РЗЭ (а) и мультиэлементная диаграмма (б) для гранат-кианит-слюдяных сланцев.

В образце Б-20-04 у фенгита из матрикса, как отмечалось выше, уменьшается содержание селадонитового компонента от центра (3.36 ф.ед.) к краю (3.26 ф.ед.), при этом незначительно увеличивается количество титана и уменьшается отношение Fe/Mg (от 0.55 до 0.49). Температуры равновесия для этого образца лежат в интервале 775—845 °С.

В образце Б-9-04 у слюд из матрикса максимальное содержание кремния составляет 3.29 ф.ед. и наблюдаются большие вариации в содержании титана (от 2.43 до 0.76 мас. %). Полученные значения температуры равновесия лежат в интервале от 890 до 950 °С.

У образцов, в которых отмечается сильная регрессивная зональность у граната (Б-11-19, Б-11-21), наблюдается большой разброс в температурах равновесия. В образце Б-11-19 температуры, полученные по включениям фенгита, составляют 1000—1104 °С. Включения характеризуются низкими содержаниями селадонитового компонента (3.197—3.224 ф.ед.). В образце Б-11-21 температуры равновесия варьируют от 997 до 1166 °С.

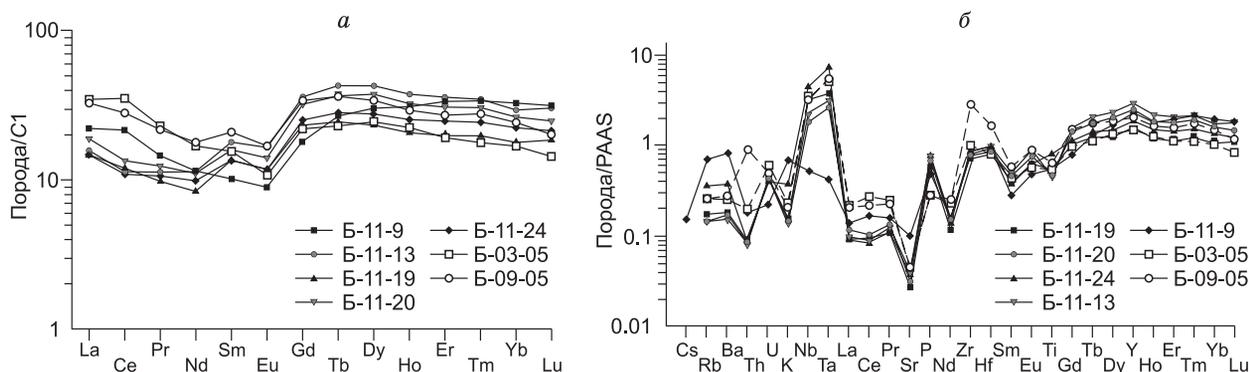


Рис. 11. Распределение РЗЭ (а) и мультиэлементная диаграмма (б) для гранат-кианит-кварцевых пород.

Таким образом, наиболее реалистичные оценки температуры ложатся в интервале 800—950 °С, причем большинство значений выше 850 °С. Эти оценки близки к температурам, полученным для алмазонасных метаморфических пород месторождения Кумды-Коль [Shatsky et al., 1995, 2003] и гранат-биотит-клиноцоизитовых гнейсов участка Барчинский [Korsakov et al., 2002]. Следует отметить, что значимого различия в температурах равновесия деплетированных (Б-11-24, Б-11-21) и недеплетированных пород (Б-9-04, Б-8-04, Б-6-05) нет.

Экспериментальные данные свидетельствуют о зависимости вхождения титана в фенгит от давления и температуры [Hermann, Spandler, 2008; Auzanneau et al., 2010]. При этом с увеличением давления содержание титана в фенгите уменьшается. В этой связи следует отметить, что в обр. Б-8-04 включения фенгита имеют очень низкое содержание титана (0.03 мас. %), но одновременно характеризуются наиболее высоким количеством селадонитового компонента (3.415 ф.ед. Si). Фенгит с низким содержанием селадонитового компонента из матрикса этого образца содержит до 2.3 мас. % TiO_2 . Отметим, что включениям фенгита в цирконах алмазонасных пород месторождения Кумды-Коль с высоким содержанием селадонитового компонента (до 3.56 ф.ед. Si) также свойственна низкая примесь титана [Shatsky et al., 1995]. Однако в обр. Б-6-05 включение фенгита в гранате с $Si = 3.4$ ф.ед. характеризуется высоким содержанием TiO_2 (1.47 мас. %). В образце Б-20-04, где у слюд наблюдаются значительные вариации селадонитового компонента ($Si = 3.27—3.12$ ф.ед.), содержание титана варьирует незначительно. Такое поведение титана в слюдах из высокоглиноземистых пород не дает возможность использовать его в качестве геобарометра [Auzanneau et al., 2010], но высокое содержание селадонитового компонента в обр. Б-8-04 свидетельствует о том, что величина давления метаморфизма превышала 40 кбар [Hermann, Spandler, 2008], что согласуется с присутствием в нем включений алмаза.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Свидетельства плавления высокоглиноземистых пород

Имеющиеся экспериментальные данные говорят о низкой растворимости главных элементов в водном флюиде [Manning, 2004; Spandler et al., 2007]. В то же время расплавы могут эффективно удалять легкие РЗЭ и крупноионные литофильные элементы [Hermann, Rubatto, 2009]. Очень высокие степени деплетированности гранат-кианит-кварцевых гранофельсов некогерентными элементами являются свидетельством того, что они претерпели этап плавления.

Изученные нами высокоглиноземистые породы значительно отличаются по количеству калия и натрия, содержания других главных элементов варьируют не столь значительно (см. табл. 3). В отличие от высокобарических гнейсов Кумды-Коль и Барчи, в которых установлено увеличение суммы железа и магния с уменьшением содержания калия [Stepanov et al., 2014], в высокоглиноземистых породах такая корреляция отсутствует. Величины магнезиальности у респитов и гранат-кианит-мусковитовых сланцев перекрываются (см. табл. 3).

У деплетированных пород, за исключением одного обр. Б-11-24, наблюдается корреляция калия с суммой лантана и церия. Это свидетельствует о том, что процесс деплетирования пород легкими редкими землями сопровождался выносом калия.

Имеющиеся данные показывают, что при значениях P - T -параметров, полученных для высокоглиноземистых пород, их протолиты должны были претерпеть частичное плавление. Согласно эксперимен-

там, солидус безводных метаосадочных пород при 3 ГПа лежит выше 1150—1200 °С [Spandler et al., 2010]. В ненасыщенных водой пелитах при давлении 3 ГПа появление расплава, обусловленное плавлением фенгита, наблюдается при температуре 900 °С [Hermann, Green, 2001; Auzanneau et al., 2006; Thomsen, Schmidt, 2008]. В узком температурном интервале генерируется большое количество расплава [Thomsen, Schmidt, 2008]. При экспериментах с избытком воды [Schmidt et al., 2004; Hermann, Spandler, 2008] температура солидуса лежит еще ниже. При 4 ГПа в водонасыщенных условиях значительная доля расплава появляется при температуре 850 °С [Schmidt et al., 2004].

Ассоциация гранат-кианит-кварцевых гранофельсов отвечает реститовой ассоциации, полученной в экспериментах по плавлению пелитов [Schmidt et al., 2004; Thomsen, Schmidt, 2008; Auzanneau et al., 2010]. Отсутствие клинопироксена в гранат-кианит-кварцевых гранофельсах, в отличие от результатов исследований, объясняется низким содержанием натрия в протолитах высокоглиноземистых пород.

Согласно данным, расплавы, образующиеся при плавлении пелитов, по составу соответствуют гранитам [Schmidt et al., 2004; Auzanneau et al., 2006; Hermann, Spandler, 2008].

Минералы-концентраторы некогерентных элементов

Ранее было показано, что в высокобарических гнейсах месторождения Кумды-Коль и участка Барчинский основная часть легких редких земель, урана и тория содержится в монаците [Stepanov et al., 2014]. Проведенные нами исследования показывают, что в гранат-кианит-фенгитовых сланцах участка Барчинский основным концентратором легких редких земель и тория являются алланит и монацит. Алланит встречается в виде достаточно крупных зерен (см. рис. 8). В нем присутствуют мелкие выделения рутила, содержащего 0.55 мас. % ниобия, а также выделения фаз, являющихся концентраторами легких редких земель и тория.

Монацит, встречающийся в виде включения в гранате, помимо легких редких земель содержит торий, уран и свинец. Тот факт, что монацит присутствует в виде включения в гранате, свидетельствует о том, что эта фаза могла быть устойчива на прогрессивном этапе метаморфизма.

Рутил в недеплетированных породах в значительных количествах содержит только примеси железа и ниобия. Содержание ниобия в рутилах из гранат-кианит-сланцев (0.79 мас. % Nb₂O₅) аналогично его содержанию в рутилах из алмазоносных пород месторождения Кумды-Коль [Sobolev, Efimova, 2000].

В гранат-кианит-кварцевых гранофельсах в качестве акцессорных фаз присутствует рутил, апатит и ксенотим. В образце гранат-кианит-кварцевого гранофельса Б-11-24 на краю зерен рутила выпадает оксид титана, содержащий железо, ванадий, а также большое количество ниобия и тантала (см. рис. 7, табл. 2). Интересно отметить, что подобные выделения фазы с высоким содержанием ниобия, тантала и железа в краевых частях зерен рутила отмечены в ксенолитах эклогитов из кимберлитовой тр. Катока [Королев и др., 2014]. Авторы склоняются к тому, что эти фазы не являются продуктом распада. Однако тот факт, что оксиды титана с высоким содержанием ниобия и тантала отмечены в краевых частях нескольких зерен рутила, а также в пределах зерна (см. рис. 7), позволяет рассматривать их как продукты распада высокотемпературного рутила. В пользу этого говорят и большие вариации в содержании ниобия и тантала в рутиле из обр. Б-11-24 (см. рис. 6). В то время как в центральной части зерна содержание ниобия достигает 10.5 мас. %, а тантала 2.34 мас. %, в краевой части последний не обнаруживается, а содержание ниобия падает до 0.63 мас. % (см. табл. 2).

Ксенотим идентифицирован в виде зерен размером несколько микрон в качестве включения в рутиле, а также в основной массе. Следует отметить, что ксенотим не содержит в значительных количествах урана и тория. Это значит, что минерал образовался после удаления основной части урана и тория из реститов.

Зерно рутила, в котором присутствует ксенотим, характеризуется большими вариациями примеси ниобия, тантала и ванадия. В отдельных участках содержание ниобия составляет 4.4, а тантала 0.3 мас. %.

В деплетированных породах отмечается корреляция титана с танталом (0.916) и ниобием (0.767). Обращает на себя внимание тот факт, что в деплетированных породах значительно больше ниобия и тантала по сравнению с недеплетированными. Содержание титана в деплетированных породах ниже относительно недеплетированных, т.е. в ходе плавления часть титана переходит в расплав/флюид. Об этом же свидетельствует и положительная корреляция титана с калием (0.872). Титанаты, выпадающие из рутила, свидетельствуют о высоком содержании тантала и ниобия в высокотемпературном рутиле деплетированных пород.

В то время как в гранат-сланцевых ниобий не коррелирует с титаном, в деплетированных породах наблюдается корреляция ($R^2 = 0.767$). Это является следствием того, что в недеплетированных породах ниобий помимо рутила концентрируется в фенгите.

Как отмечается в статье А.С. Степанова с соавторами [Stepanov et al., 2014], деплетированные относительно легких редких земель гнейсы демонстрируют более высокое отношение Nb/Ta в отличие от недеплетированных. Авторы объясняют это присутствием фенгита в рестите, который по сравнению с рутилом предпочтительно концентрирует Nb. В исследованных нами кианитсодержащих породах отмечается противоположная картина, в деплетированных породах отношение Nb/Ta (8—16.3, \bar{x} = 10.7) ниже по сравнению с недеплетированными (28.3—12.5, \bar{x} = 18.8).

Породы, деплетированные легкими редкими землями, обеднены крупноионными литофильными элементами, за исключением обр. Б-11-9. В этом образце наиболее высокое содержание калия и в отличие от других деплетированных кианит-гранатовых сланцев присутствует КПШ. Это свидетельствует о том, что первыми при плавлении высокоглиноземистых пород растворяются монацит и алланит.

Подвижность элементов в зоне континентальной субдукции

В разной степени деплетированные высокоглиноземистые, в том числе алмазоносные метапелиты, обнаруженные в районе оз. Барчи, дают возможность рассмотреть подвижность элементов в процессе континентальной субдукции. А.С. Степанов с соавторами [Stepanov et al., 2014] на основании химического состава высокобарических пород приходят к выводу, что в качестве их протолитов могут рассматриваться граувакки. По их мнению, слабометаморфизованные метапелиты пород чехла Кокчетавского микроконтинента не могут рассматриваться в качестве протолитов алмазоносных гнейсов, как это предполагали М.М. Буслов и Г.М. Вовна [2008]. В этой связи следует сказать, что на месторождении Кумды-Коль в разрезе, вскрытом разведочной скважиной, нами установлен тонкий прослой гранат-мусковит-кианитового сланца [Shatsky et al., 1999], его состав по главным и редким элементам близок составу глинистого сланца осадочного чехла, приведенному в работе [Буслов, Вовна, 2008].

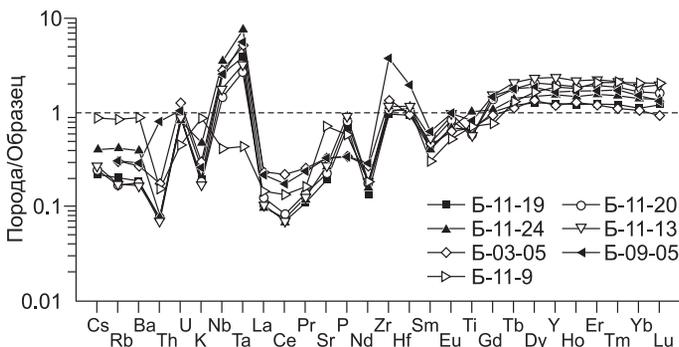
По содержанию главных и рассеянных элементов наименее деплетированные гранат-кианит-двуслюдяные сланцы близки к РААС, однако, в отличие от последнего, они характеризуются низкими содержаниями стронция и фосфора. Такие же особенности наблюдаются у глинистого сланца шарыкской свиты, чехла Кокчетавского массива [Буслов, Вовна, 2008]. Если предполагать, что были субдуцированы породы пассивной континентальной окраины [Шацкий и др., 1993; Shatsky et al., 1999], то различие в составе алмазоносных пород месторождения Кумды-Коль и района оз. Барчи может объясняться фациальной изменчивостью пород по латерали.

Следует отметить, что у гранат-кианит-слюдяных сланцев Th/U отношения выше, чем у РААС, в то время как у гранат-кианит-кварцевых пород ниже. Высокие Th/U отношения гранат-кианит-слюдяных сланцев показывают, что они были деплетированы ураном на одном из этапов метаморфизма.

Как упоминалось выше, гранат-кианит-слюдяные сланцы в разной степени деплетированы относительно РААС. Образец Б-11-21, наиболее близко соответствующий РААС по распределению некогерентных элементов и канонических отношений Sm/Nd, Lu/Hf, Zr/Hf, Ta/Nb, Ti/Nb, может рассматриваться как наиболее близко отвечающий по составу протолитам высокоглиноземистых пород.

На рис. 12 показаны нормированные на состав этого сланца деплетированные породы. Намечается следующий ряд подвижности элементов при плавлении высокоглиноземистых пород: Th > Ce > La > Pr > Nd > K > Ba > Rb > Cs > Sm > Eu. Содержания таких элементов как U, P, Zr отвечают недеплетированному сланцу.

Следует отметить, что сильнее всего породы деплетированы легкими редкими землями и торием, в меньшей степени — крупноионными литофильными элементами. Это объясняется тем, что фенгит остается в виде включений в гранате и отдельные зерна фенгита присутствуют в матриксе. В этом отношении представляет интерес образец гранат-кианит-слюдяного сланца Б-11-9, который в значительной степени деплетирован легкими редкими землями и по содержанию крупноионных литофильных элементов близок к недеплетированным породам. В этом образце присутствует значительное количество фенгита и биотита, но не обнаружен алланит и монацит. Данные указывают на то, что при плавлении пород первыми растворяются алланит и монацит, поскольку легкие РЗЭ и торий (см. табл. 2) концентрируются в этих минералах в недеплетированных породах. Положительные аномалии по танталу и ниобию в ряде



пород первыми растворяются алланит и монацит, поскольку легкие РЗЭ и торий (см. табл. 2) концентрируются в этих минералах в недеплетированных породах. Положительные аномалии по танталу и ниобию в ряде

Рис. 12. Мультиэлементная диаграмма для деплетированных пород, нормированных на гранат-кианит-слюдяной сланец, обр. Б-11-21.

высокоглиноземистых пород могут объясняться неравномерным распределением рутила или титаномагнетита в осадках, которые были протолитами высокоглиноземистых пород.

В отличие от высокобарических гнейсов месторождения Кумды-Коль и участка Барчинский [Shatsky et al., 1999; Stepanov et al., 2014], высокоглиноземистые породы деплетированы в отношении крупноионных литофильных элементов. Содержание рубидия в слюдяных сланцах варьирует от 84 до 254 г/т, в то время как в реститах от 23 до 57 г/т. В деплетированных породах наблюдается корреляция бария и калия (0.983), т.е. барий присутствует в фенгите. В недеплетированных породах такой четкой корреляции не отмечается, хотя имеется тенденция увеличения содержания бария с увеличением калия. В деплетированных породах из калийсодержащих фаз присутствует только фенгит, встречающийся главным образом в виде включений в гранате.

Обеднение пород в отношении крупноионных литофильных элементов согласуется с плавлением фенгита, который является их главным концентратором в породах, подвергшихся метаморфизму сверхвысоких давлений [Domanik, Holloway, 1996; Schmidt, 1996; Melzerand, Wunder, 2000; Hermann, 2002; Spandler et al., 2003].

Как говорилось выше, Sm/Nd отношения в гранат-кианит-кварцевых породах значительно выше (0.29—0.53), чем в гранат-кианит-слюдяных сланцах (0.25—0.17). Ранее было показано, что вариации Sm/Nd отношений и обеднение легкими редкими землями алмазоносных метаморфических пород обусловлены процессами плавления, близкими или идентичными по возрасту пику высокобарического метаморфизма [Shatsky et al., 1999]. Фракционирование самария и неодима может объясняться растворением алланита, в котором наблюдается высокое отношение Nd/Sm, а также присутствием в качестве реститовой фазы граната с высоким Sm/Nd отношением.

А.С. Степанов с соавторами [Stepanov et al., 2014] отмечают увеличение Nb/Ta отношения в ультрадеплетированных породах, объясняя это тем, что фенгит присутствовал среди реститовых фаз. Противоположная картина наблюдается у высокоглиноземистых пород. У гранат-кианит-слюдяных сланцев отношение Nb/Ta варьирует от 10.6 до 28.3 ($\bar{x} = 16.8$), а у гранат-кианит-кварцевых пород от 8.03 до 11.5 ($\bar{x} = 9.43$). Это свидетельствует о том, что у деплетированных пород содержание ниобия и тантала контролируется рутилом, а у слюдяных сланцев — фенгитом и рутилом. В рутиле из слюдяных сланцев примесь ниобия не превышает 0.14 мас. %, а содержание тантала ниже предела обнаружения на электронном микроскопе. В рутиле из деплетированных пород содержание ниобия достигает 10.5 мас. %, а тантала 1.92 мас. %. Повышенные содержания ниобия и тантала в рутилах деплетированных пород связаны с появлением расплава. Согласно данным экспериментов [Klemme et al., 2005], коэффициенты распределения расплав/рутил для Ta и Nb достигают значений 100 и больше, при этом $D_{Ta} > D_{Nb}$. Этим объясняется уменьшение отношения Nb/Ta в реститах по сравнению с гранат-кианит-фенгитовыми сланцами.

В связи с этим необходимо отметить, что Р. Рудник с соавторами [Rudnick et al., 2000] для объяснения субхондритовых отношений Nb/Ta в континентальной коре и деплетированной мантии предложили модель, согласно которой в качестве дополнительного резервуара с суперхондритовым отношением Nb/Ta рассматриваются эклогиты. Как показывают наши исследования, субдуцированные метапелиты, в отличие от эклогитов, имеют субхондритовые отношения Nb/Ta. Образующиеся при их плавлении расплавы должны характеризоваться высокими величинами Nb/Ta. Авторы работы [John et al., 2011] на основании исследования примесей в рутиле и титаните в эклогитах и голубых сланцах пришли к выводу, что образование расплавов с низкими Nb/Ta отношениями возможно только в случае исчезновения Ti-содержащих фаз. Однако наши данные показывают, что расплавы, образующиеся при плавлении реститов субдуцированных метапелитов, имеют низкие величины Nb/Ta даже в присутствии рутила.

Ксенотим в качестве реститовой фазы совместно с гранатом эффективно фракционирует редкие земли, концентрируя тяжелые в рестите.

Свидетельства плавления пород при условиях выше второй критической точки

В деплетированных породах фенгит присутствует только в виде включений в гранате. Следовательно, весь фенгит матрикса был израсходован в процессе плавления. Кроме калия содержания всех других главных элементов в деплетированных и недеплетированных породах практически не отличаются. В случае, если бы отделявшийся расплав соответствовал граниту, как это следует из данных экспериментов [Schmidt et al., 2004; Auazanneau et al., 2006; Thomsen, Schmidt, 2008; Hermann, Spandler, 2008], то в реститах это должно было привести к значительному уменьшению содержания кремнезема. Гранат-кианит-кварцевые гранофельсы по содержанию кремнезема значимо не отличаются от гранат-кианит-слюдяных сланцев (см. табл. 3).

В условиях водонасыщенного плавления при давлениях выше 5 ГПа достигается вторая критическая точка [Schmidt et al., 2004; Hermann, Spandler, 2008]. Наиболее важным является тот факт, что при

этих давлениях фенгит исчезает без появления закаленного силикатного расплава [Schmidt et al., 2004]. В то же время появляется интерстиционная фаза, обогащенная калием и алюминием. Полуколичественный анализ показывает, что закаленная фаза представлена либо полиморфом SiO_2 , либо состоит из K_2O , Na_2O , Al_2O_3 , SiO_2 , при этом $\text{K}_2\text{O} \gg \text{Na}_2\text{O}$. Авторы полагают, что в этих экспериментах достигается вторая критическая точка и происходит растворение фенгита.

Близкий состав пород по главным элементам, за исключением содержания калия, дает основание предполагать, что плавление высокоглиноземистых пород происходило при условиях, где замыкается сольвус расплавов и флюидов. Надкритическая фаза, как говорилось выше, характеризуется высоким содержанием калия.

Таким образом, мы можем предположить, что при плавлении высокоглиноземистых пород образовывались надкритические высококальциевые флюиды/расплавы с высокой концентрацией крупноионных литофильных элементов и редких земель.

Наиболее интригующим является тот факт, что наряду с деплетированными породами присутствуют двуслюдяные сланцы, макро- и микроэлементный состав которых близок к PAAS. Результаты определения температур равновесия свидетельствуют о том, что деплетированные и недеплетированные породы были метаморфизованы при близких температурах. Следует принимать во внимание, что P - T -параметры пика метаморфизма лежат вблизи кривой исчезновения фенгита [Hermann et al., 2013]. В этом случае небольшая разница в температурах пика метаморфизма высокоглиноземистых пород будет определять устойчивость фенгита. С учетом разброса в полученных значениях температур равновесия и точностью имеющихся геотермометров мы можем предполагать, что гранат-кианит-слюдяные сланцы были эксгумированы с меньших глубин по сравнению с гранат-кианит-кварцевыми гранофельсами.

Разная степень плавления пород может также объясняться участием внешнего флюида. Температуры водонасыщенного солидуса ниже по сравнению с плавлением в отсутствие флюидной фазы. При избытке воды плавление пелитов начинается при температуре $800\text{ }^\circ\text{C}$, а при $950\text{ }^\circ\text{C}$ и 4 ГПа фенгит исчезает, и доля расплава составляет более 40 % [Schmidt et al., 2004]. Сухой солидус при 4 ГПа лежит на $100\text{ }^\circ\text{C}$ выше. При условиях водонасыщенного солидуса и давлений выше 5 ГПа наблюдается непрерывное растворение фенгита и образование суперкритического расплава/раствора.

Однако в этом случае возникает вопрос об источнике воды. Поскольку континентальной субдукции предшествует субдукция океанической коры [Yugov et al., 2014], следует ожидать, что мантийный клин выше зоны континентальной субдукции был гидратирован в ходе субдукции океанической коры. При этом даже в случае отсутствия водосодержащих минералов, таких как амфиболы и серпентин, вода может присутствовать в номинально безводных минералах [Zheng, Hermann, 2014]. Как было показано в работе [Pearson et al., 2014], до 1.5 % воды присутствует в рингвудите, включенном в алмаз. Согласно данным численного эксперимента, на ранней стадии континентальной коллизии в субдукционном канале развиваются аномально высокие температуры, являющиеся следствием большой вязкости и наличия радиогенных элементов в субдуцирующих породах континентальной коры [Gerya et al., 2008]. Повышение температуры будет способствовать дегидратации номинально безводных минералов.

Таким образом, наши исследования показывают, что метапелиты, субдуцированные на глубины, отвечающие условиям стабильности алмаза, могут быть деплетированы в разной степени. Последняя может быть следствием разных температур метаморфизма либо зависеть от присутствия внешнего источника воды, которая определяет температуру растворения фенгита и образование суперкритического флюида/расплава.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования показали, что большинство гранат-кианит-мусковитовых сланцев имеет характер распределения РЗЭ, близкий к постархейскому австралийскому сланцу ($\bar{x}_{\text{La/Yb}} = 13$). В то же время все гранат-кианит-кварцевые гранофельсы значительно сильнее деплетированы легкими РЗЭ ($\bar{x}_{\text{La/Yb}} = 1.4$) и другими некогерентными элементами. Установлен следующий ряд подвижности элементов: $\text{Th} > \text{Ce} > \text{La} > \text{Pr} > \text{Nd} > \text{K} > \text{Ba} > \text{Rb} > \text{Cs} > \text{Sm} > \text{Eu}$.

Основными концентраторами легких РЗЭ и Th в гранат-кианит-слюдяных сланцах являются алланит и монацит. В гранат-кианит-кварцевых гранофельсах в качестве аксессуарных фаз присутствуют рутил, апатит и ксенотим. Рутил характеризуется большими вариациями примеси ниобия, тантала и ванадия. В отдельных участках содержание ниобия достигает 10.5 мас. %, а тантала 2.3 мас. %. На регрессивной стадии из рутила выпадали оксиды титана, содержащие до 20.8 мас. % Nb_2O_5 . Высокие температуры равновесия, минералогический состав и степень деплетированности гранат-кианит-кварцевых гранофельсов ($> 850\text{ }^\circ\text{C}$) предполагают их частичное плавление в присутствии флюида. Разная степень деплетированности высокоглиноземистых пород может объясняться локальным поступлением внешнего флюида.

Первыми фазами, растворявшимися при плавлении гранат-кианит-слюдяных сланцев, были алланит и монацит. Об этом свидетельствует образец гранат-кианит-слюдяного сланца Б-11-9, предельно деплетированный только в отношении легких РЗЭ ($La/Yb = 0.94$), который по содержанию крупноионных литофильных элементов близок недеплетированным породам.

Предполагается, что при плавлении высокоглиноземистых пород достигалась вторая критическая точка.

Авторы выражают благодарность А.Э. Изоху и А.Л. Перчуку за ценные замечания, позволившие существенно улучшить первоначальный вариант статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 13-05-00261).

ЛИТЕРАТУРА

Буслов М.М., Вовна Г.М. Состав и геодинамическая природа протолитов алмазосодержащих пород Кумды-Кольского месторождения Кокчетавского метаморфического пояса, Северный Казахстан // *Геохимия*, 2008, № 9, с. 955—964.

Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В. Структурная и геодинамическая эволюция алмазосодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // *Геология и геофизика*, 1998, т. 39 (12), с. 1645—1666.

Королев Н.М., Марин Ю.Б., Никитина Л.П., Зинченко В.Н., Шиссупа У.М. Высокониобиевый рутил из верхнемантийных эклогитовых ксенолитов алмазосодержащей кимберлитовой трубки Катока, Ангола // *ДАН*, 2014, т. 454, № 2, с. 207—210.

Лаврова Л.Д., Печников В.А., Плешаков А.М., Надеждина Е.Д., Шуколюков Ю.А. Новый генетический тип алмазных месторождений. М., Научный мир, 1999, 215 с.

Соболев Н.В., Логвинова А.М., Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В., Козьменко О.А., Рагозин А.Л. Nb-рутил из микроксенолита эклогита кимберлитовой трубки Загадочная, Якутия // *ДАН*, 2011, т. 439, № 1, с. 102—105.

Шацкий В.С., Соболев Н.В., Заячковский А.А., Зорин Ю.М., Вавилов М.А. Новое проявление микроалмазов в метаморфических породах как доказательство регионального характера метаморфизма сверхвысоких давлений в Кокчетавском массиве // *Докл. АН СССР*, 1991, т. 321, № 1, с. 189—193.

Шацкий В.С., Ягоути И., Козменко О.А., Блинчик Т.М., Соболев Н.В. Возраст и происхождение эклогитов Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // *Геология и геофизика*, 1993, т. 34 (12), с. 47—58.

Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Козьменко О.А., Палесский С.В., Николаева И.В., Заячковский А.А. Проведение несовместимых элементов в процессе ультравысокобарического метаморфизма (на примере пород Кокчетавского массива) // *Геология и геофизика*, 2006, т. 47 (4), с. 485—489.

Auzanneau E., Vielzeuf D., Schmidt M.W. Experimental evidence of decompression melting during exhumation of subducted continental crust // *Contr. Miner. Petrol.*, 2006, v. 152, p. 125—148.

Auzanneau E., Schmidt M.W., Vielzeuf D., Connolly J.A.D. Titanium in phengite: a geobarometer for high temperature eclogites // *Contr. Miner. Petrol.*, 2010, v. 159, p. 1—24.

Bebout G.E. Metamorphic chemical geodynamics in subduction zones // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 260, p. 373—393.

Bebout G.E., Agard P., Kobayashi K., Moriguti T., Nakamura E. Devolatilization history and trace element mobility in deeply subducted sedimentary rocks: Evidence from Western Alps HP/UHP suites // *Chem. Geol.*, 2013, v. 342, p. 1—20.

Burov E., Francois T., Yamato P., Wolf S. Mechanisms of continental subduction and exhumation of HP and UHP rocks // *Gondwana Res.*, 2014, v. 25, p. 464—493.

Carswell D.A., Compagnoni R. Ultrahigh pressure metamorphism / *European Mineralogical Union, Notes in Mineralogy*, 2003, v. 5, 508 p.

Chen D.-L., Liu L., Sun W.-D., Zhu X.-H., Liu X.-M., Guo C.-L. Felsic veins within UHP eclogite at Xitieshan in North Qaidam, NW China: Partial melting during exhumation // *Lithos*, 2012, v. 136—139, p. 187—200.

Chopin C. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences // *Contr. Miner. Petrol.*, 1984, v. 86, p. 107—118.

Dobretsov N.L., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Coleman R.G., Ernst W.G. Geotectonic evolution of diamondiferous paragneisses, Kokchetav Complex, northern Kazakhstan: the geologic enigma of ultrahigh-pressure crustal rocks within a Paleozoic foldbelt // *Island Arc*, 1995, v. 4, p. 267—279.

Domanik K.J., Holloway J.R. The stability of phengitic muscovite and associated phases from 5.5 to 11 GPa: implications for deeply subducted sediments // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1996, v. 60, p. 4133—4150.

- Gerya T.V., Perchuk L.L., Burg J.-P.** Transient hot channels: Perpetrating and regurgitating ultrahigh-pressure, high-temperature crust-mantle association in collision belt // *Lithos*, 2008, v. 103, p. 236—256.
- Green T.H., Hellman P.L.** Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer // *Lithos*, 1982, v. 15, p. 253—266.
- Hermann J.** Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust // *Chem. Geol.*, 2002, v. 192, p. 289—306.
- Hermann J., Green D.H.** Experimental constraints on high pressure melting in subducted crust // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 188, p. 149—168.
- Hermann J., Spandler C.J.** Sediment melts at sub-arc depths: an experimental study // *J. Petrol.*, 2008, v. 49, p. 717—740.
- Hermann J., Rubatto D.** Accessory phase control on the trace element signature of sediment melts in subduction zones // *Chem. Geol.*, 2009, v. 265, p. 512—526.
- Hermann J., Zheng Y., Rubatto D.** Deep fluids in subducted continental crust // *Elements*, 2013, v. 9, p. 281—287.
- John T., Klemd R., Klemme S., Pfänder J.A., Hoffmann J.E., Gao J.** Nb-Ta fractionation by partial melting at the titanite-rutile transition // *Contr. Miner. Petrol.*, 2011, v. 161, p. 35—45.
- Kaneko Y., Maruyama S., Terabayashi M., Yamamoto H., Ishikawa M., Anma R., Parkinson C.D., Ota T., Nakajima Y., Katayama I., Yamamoto J., Yamauchi K.** Geology of the Kokchetav UHP-HP metamorphic belt, northern Kazakhstan // *Island Arc*, 2000, v. 9, p. 264—283.
- Klemme S., Prowatke S., Hametner K., Gunther D.** Partitioning of trace elements between rutile and silicate melts: Implications for subduction zones // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005, v. 69, p. 2361—2371.
- Korsakov A.V., Shatsky V.S., Sobolev N.V., Zayachkovsky A.A.** Garnet-biotite-clinozoisite gneiss: a new type of diamondiferous metamorphic rock from the Kokchetav Massif // *Eur. J. Miner.*, 2002, v. 14, p. 915—928.
- Li X.-P., Zheng Y.-F., Wu Y.-B., Chen F.-K., Gong B., Li Y.** Low-T eclogite in the Dabie Terrane of China; petrological and isotopic constraints on fluid activity and radiometric dating // *Contr. Miner. Petrol.*, 2004, v. 148, p. 443—470.
- Li Z., Yang J., Xu Z., Li T., Xu X., Ren Y., Robinson P.T.** Geochemistry and Sm-Nd and Rb-Sr isotopic composition of eclogite in the Lhasa terrane, Tibet, and its geological significance // *Lithos*, 2009, v. 109, p. 240—247.
- Manning C.E.** The chemistry of subduction-zone fluids // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 223, p. 1—16.
- McDounough W.F., Sun S.-S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.
- Pearson D.G., Brenker F.E., Nestola F., McNeill J., Hutchison M.T., Matveev S., Mather K., Silversmit G., Schmitz S., Vekermans B., Vincze L.** Hydrous mantle transition zone indicated by ringwoodite included within diamond // *Nature*, 2014, v. 507, p. 221—224.
- Rudnick R.L., Gao S.** Composition of the continental crust // *Treatise on geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford, Elsevier-Pergamon, 2003, v. 3, p. 1—64.
- Rudnick R.L., Barth M., Horn I., McDonough W.F.** Rutile-bearing refractory eclogites: missing-link between continents and depleted mantle // *Science*, 2000, v. 287, p. 278—281.
- Schmidt M.W., Vielzeuf D., Auzanneau E.** Melting and dissolution of subducting crust at high pressures: the key role of white mica // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 228, p. 65—84.
- Shatsky V.S., Sobolev N.V.** The Kokchetav massif of Kazakhstan, in *EMU Notes in Mineralogy. V. 5 // Ultrahigh pressure metamorphism* / Eds. D.A. Carswell, R. Compagnoni. Budapest, Eötvös University Press, 2003, p. 75—100.
- Shatsky V.S., Sobolev N.V., Vavilov M.A.** Diamond-bearing metamorphic rocks of the Kokchetav Massif N Kazakhstan // *Ultrahigh pressure metamorphism* / Eds. R.G. Coleman, X. Wang. Cambridge University Press, 1995, p. 427—455.
- Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troesch M.** Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav Massif (Northern Kazakhstan) // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 137, p. 185—205.
- Smith D.C.** Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics // *Nature*, 1984, v. 310, p. 641—644.
- Sobolev N.V., Shatsky V.S.** Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // *Nature*, 1990, v. 343, p. 742—746.
- Sobolev N.V., Efimova E.S.** Composition and petrogenesis of Ti-oxides associated with diamonds // *Int. Geol. Rev.*, 2000, v. 42, p. 758—767.

- Spandler C., Pirard C.** Element recycling from subducting slabs to arc crust: A review // *Lithos*, 2013, v. 170—171, p. 208—223.
- Spandler C.J., Hermann J., Arculus R.J., Mavrogenes J.A.** Redistribution of trace elements during prograde metamorphism from lawsonite blueschist to eclogite facies; implications for deep subduction-zone processes // *Contr. Miner. Petrol.*, 2003, v. 146, p. 205—222.
- Spandler C., Mavrogenes J., Hermann J.** Experimental constraints on element mobility from subducted sediments using high-P synthetic fluid/melt inclusions // *Chem. Geol.*, 2007, v. 239, p. 228—249.
- Spandler C., Yaxley G., Green D.H., Scott D.** Experimental phase and melting relations of metapelite in the upper mantle: implications for the petrogenesis of intraplate magmas // *Contr. Miner. Petrol.*, 2010, v. 160, p. 569—589.
- Stepanov A.S., Hermann J., Korsakov A.V., Rubatto D.** Geochemistry of ultrahigh-pressure anatexis: fractionation of elements in the Kokchetav gneisses during melting at diamond-facies conditions // *Contr. Miner. Petrol.*, 2014, v. 167, p. 1002.
- Taylor S.R., McLennan S.M.** The continental crust: its composition and evolution. Boston, Blackwell Scientific, 1985, 312 p.
- Thomsen T.B., Schmidt M.W.** Melting of carbonated pelites at 2.5—5.0 GPa, silicate-carbonatite liquid immiscibility, and potassium-carbon metasomatism of the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 267, p. 17—31.
- Zhang Z.M., Shen K., Liou J.G., Dong X., Wang W., Yu F., Liu F.** Fluid-rock interactions during UHP metamorphism: A review of the Dabie-Sulu orogen, east-central China // *J. Asian Earth Sci.*, 2011, v. 42, p. 316—329.
- Zhao Z.-F., Zheng Y.-F., Chen R.-X., Xia Q.-X., Wu Y.-B.** Element mobility in mafic and felsic ultrahigh-pressure metamorphic rocks during continental collision // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2007, v. 71, p. 5244—5266.
- Zheng Y.-F., Hermann J.** Geochemistry of continental subduction-zone fluids // *Earth, Planets and Space*, 2014, v. 66, doi:10.1186/1880-5981-66-93.
- Zheng Y.-F., Chen R.-X., Zhao Z.-F.** Chemical geodynamics of continental subduction-zone metamorphism: Insights from studies of the Chinese Continental Scientific Drilling (CCSD) core samples // *Tectonophysics*, 2009, v. 475, p. 327—358.
- Zheng Y.-F., Xia Q.-X., Chen R.-X., Gao X.-Y.** Partial melting, fluid supercriticality and element mobility in ultrahigh-pressure metamorphic rocks during continental collision // *Earth Sci. Rev.*, 2011, v. 107, p. 142—374.
- Zheng Y.-F., Zhang L., McClelland W.C., Cuthbert S.** Processes in continental collision zones: preface // *Lithos*, 2012, v. 136—139, p. 1—9.

*Рекомендована к печати 8 декабря 2014 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию
19 сентября 2014 г.*