

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ПРИРОДЫ ПРОТОЛИТОВ АЛМАЗОНОСНЫХ ПОРОД КОКЧЕТАВСКОЙ СУБДУКЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ (Северный Казахстан)

В.С. Шацкий^{1,2,3}, А.Л. Рагозин^{1,3}, С.Ю. Скузоватов^{2,3}, О.А. Козьменко¹, Э. Ягоутц⁴

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1А, Россия

³Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

⁴Max Planck Institute for Chemistry, 55128, Mainz, Germany

Изотопно-геохимические особенности алмазоносных метаморфических пород Кокчетавской субдукционно-коллизиионной зоны (КСКЗ) показывают, что в качестве их протолитов выступали как породы фундамента, так и осадочные породы Кокчетавского микроконтинента. На основании изотопного состава известково-силикатных, гранат-пироксеновых пород, а также мигматизированных гранитогнейсов западного блока КСКЗ получена Sm-Nd изохрона, соответствующая 1116 ± 14 млн лет. Этот возраст близок к возрасту формирования гранитогнейсового фундамента (1.2—1.1 млрд лет) Кокчетавского микроконтинента. Эти данные позволяют сделать вывод, что протолитами известково-силикатных и гранат-пироксеновых пород КСКЗ являлись породы фундамента. В такой трактовке их геохимические особенности могут быть не связаны с процессами высокобарического метаморфизма в зоне субдукции. Отсутствие изотопно-геохимических свидетельств плавления этих пород при метаморфизме сверхвысоких давлений может объясняться тем, что до попадания в зону субдукции они были дегитратированы при метаморфизме в условиях гранулитовой фации. В то же время изохрона, рассчитанная на основании изотопного состава валовых проб в различной степени деплетированных высокоглиноземистых алмазоносных пород (гранат-кианит-слюдяные сланцы, гранофельсы) участка Барчинский, соответствует возрасту 507 ± 10 млн лет, что дает основание предполагать частичное плавление этих пород на стадии эксгумации. Близкие значения $\epsilon_{Nd}(1100)$ пород фундамента и гранат-кианит-слюдяного сланца, геохимические характеристики которого свидетельствуют, что он не был деплетирован в процессе высокобарического метаморфизма, показывают, что протолиты высокоглиноземистых пород формировались за счет размыва пород фундамента Кокчетавского микроконтинента.

Sm-Nd изотопные данные, континентальная субдукция, метаморфизм сверхвысоких давлений, континентальная коллизия, Кокчетавская субдукционно-коллизиионная зона

ISOTOPE-GEOCHEMICAL EVIDENCE OF THE NATURE OF THE PROTOLITHS OF DIAMONDIFEROUS ROCKS OF THE KOKCHETAV SUBDUCTION-COLLISION ZONE

V.S. Shatsky, A.L. Ragozin, S.Yu. Skuzovatov, O.A. Koz'menko, E. Yagoutz

The isotope-geochemical features of diamondiferous metamorphic rocks of the Kokchetav subduction-collision zone (KSCZ) show that both the basement rocks and the sediments of the Kokchetav massif were their protoliths. A whole-rock Sm-Nd isochron from the diamondiferous calc-silicate and garnet-pyroxene rocks and migmatized granite-gneisses of the western block of the KSCZ yielded an age of 1116 ± 14 Ma, while an age of 1.2–1.1 Ga was obtained by U-Pb dating of zircons from the granite-gneiss basement of the Kokchetav microcontinent. Based on these data, we assume that the protoliths of the calc-silicate and garnet-pyroxene rocks and the granite-gneisses of the KSCZ were the basement rocks sharing an initially single Nd source, which was not influenced by high- to ultrahigh-pressure metamorphism (~530 Ma). Therefore, their geochemical features are probably not directly related to ultrahigh-pressure metamorphism. The corresponding rock associations lack isotope-geochemical evidence of partial melting that would occur during ultrahigh-pressure metamorphism, which suggests that they were metamorphosed under granulite facies conditions. At the same time, the high-alumina diamondiferous rocks of the Barchi area (garnet-kyanite-mica schists and granofelses), which were depleted to different degrees in light rare-earth elements (REE) and K, have yielded a Sm-Nd whole-rock isochron age of 507 ± 10 Ma indicating partial melting of these rocks during their exhumation. The close $\epsilon_{Nd}(1100)$ values of the basement rocks and garnet-kyanite-mica schist with geochemical characteristics arguing against its depletion during high-pressure metamorphism indicate that the basement rocks were a crustal source for high-alumina sediments.

Sm-Nd isotope data, continental subduction, UHP metamorphism, continental collision, Kokchetav subduction-collision zone

ВВЕДЕНИЕ

Высокобарические метаморфические породы, экспонированные на поверхность в орогенных поясах, свидетельствуют о том, что коровый материал тектонически транспортируется и эксгумируется с больших глубин, в ряде случаев превышающих 150 км. Вследствие этого метаморфические комплексы высоких и сверхвысоких давлений дают уникальную возможность исследовать поведение элементов в зонах субдукции на различных глубинах [Bebout, 2007; Zhang et al., 2011; Zheng et al., 2011; Zheng, 2012, 2019; Bebout et al., 2013; Chen et al., 2017, 2019; Tian et al., 2019].

В то же время в зонах континентальной субдукции, маркирующих переход от субдукции океанической коры к начальным этапам коллизии блоков континентальной коры, могут быть совмещены породы фундамента и осадочного чехла субдуцирующей континентальной плиты. Редкоэлементный состав пород фундамента до попадания в зону субдукции мог быть модифицирован вследствие метаморфизма в условиях амфиболитовой или гранулитовой фаций метаморфизма. В этой связи установление протолитов метаморфических пород высоких давлений, будь это породы чехла или фундамента, является необходимым условием при исследовании процессов геохимического транспорта элементов в зонах субдукции.

Раннекембрийский комплекс метаморфических пород сверхвысоких давлений Кокчетавского массива (Северный Казахстан) является примером субдукции пород континентальной коры на глубины, отвечающие области стабильности алмаза. Среди пород высоких и сверхвысоких давлений КСКЗ [Добрецов и др., 2006] (рис. 1) можно выделить породы эксгумированные, по крайней мере, с двух уровней [Dobretsov, Shatsky, 2004]. Породы западного блока были метаморфизованы при давлениях, отвечающих полю стабильности алмаза (участки Кумды-Коль, Барчинский), в восточном блоке в породах установлен коэзит, но поле стабильности алмаза не было достигнуто (участки Кулет, Чаглинка, Сулу-Тюбе, Даулет, Боровое).

В качестве протолитов пород высоких и сверхвысоких давлений рассматриваются породы фундамента и чехла Кокчетавского микроконтинента [Добрецов и др., 2006]. К породам фундамента относят гранитогнейсы с телами эклогитов, в качестве протолитов алмазоносных пород рассматриваются неопротерозойские терригенно-карбонатные породы чехла Кочетавского микроконтинента [Добрецов и др., 2006; Буслов, Вовна, 2008, Буслов и др., 2015].

А.В. Корсаков и Дж. Херманн [Korsakov, Hermann, 2006] установили полифазные включения в гранатах и пироксенах алмазоносных известково-силикатных пород месторождения метаморфогенных алмазов Кумды-Коль, которые они интерпретировали как включения раскристаллизованных расплавов. По мнению этих авторов, взаимодействие расплавов, образующихся при частичном плавлении метапелитов, с карбонатными породами приводит к образованию граната, К-содержащего клинопироксена и кристаллизации алмазов. Близкая точка зрения, основанная на результатах геохимических исследований известково-силикатных пород, высказана в работе В.С. Шацкого с соавторами [2006б]. Согласно этой модели, минеральная ассоциация известково-силикатных пород образовалась в результате взаимодействия высокоплотного флюида, обогащенного калием и легкими РЗЭ, с прослоями карбонатных пород.

Таким образом, имеются разные точки зрения на природу протолитов алмазоносных пород. Это, в свою очередь, создает проблемы при изучении подвижности некогерентных элементов при метаморфизме протолитов алмазоносных пород в условиях сверхвысоких давлений. Если в качестве протолитов рассматриваются осадочные породы иллектинской серии [Буслов, Вовна, 2008; Буслов и др., 2015], то нормировка на их редкоэлементный состав алмазоносных пород даст возможность определить ряд подвижности элементов при метаморфизме в условиях сверхвысоких давлений в зоне субдукции. Если же алмазоносные породы имеют гибридную природу, согласно модели А.В. Корсакова и Дж. Херманна [Korsakov, Hermann, 2006] и В.С. Шацкого с соавторами [2006б], или были метаморфизованы до попадания в зону субдукции, то делать корректные выводы о подвижности элементов при субдукции таких пород не представляется возможным.

Проведенные нами ранее изотопные исследования различных типов алмазоносных и неалмазоносных метаморфических пород КСКЗ показали, что алмазоносные породы характеризуются повышенными Sm/Nd отношениями и, как следствие, повышенными отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Полученная минеральная изохрона для алмазосодержащих и других метаморфических пород свидетельствует о среднекембрийском возрасте метаморфизма (535—524 млн лет) и о том, что до метаморфизма породы имели одинаковые начальные отношения изотопов неодима. К выводу о плавлении алмазоносных пород участка Барчинский (см. рис. 1) пришли А.С. Степанов с соавторами [Stepanov et al., 2014, 2016].

В отличие от других типов алмазоносных пород, известково-силикатные и гранат-пироксеновые породы не деплетированы легкими редкими землями [Шацкий и др., 2006а]. Имеющиеся единичные данные исследования Sm-Nd системы известково-силикатных пород показывают, что они характеризуются величинами Sm/Nd отношений, близкими к континентальной коре (0.12), и низкими величинами отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [Shatsky et al., 1999].

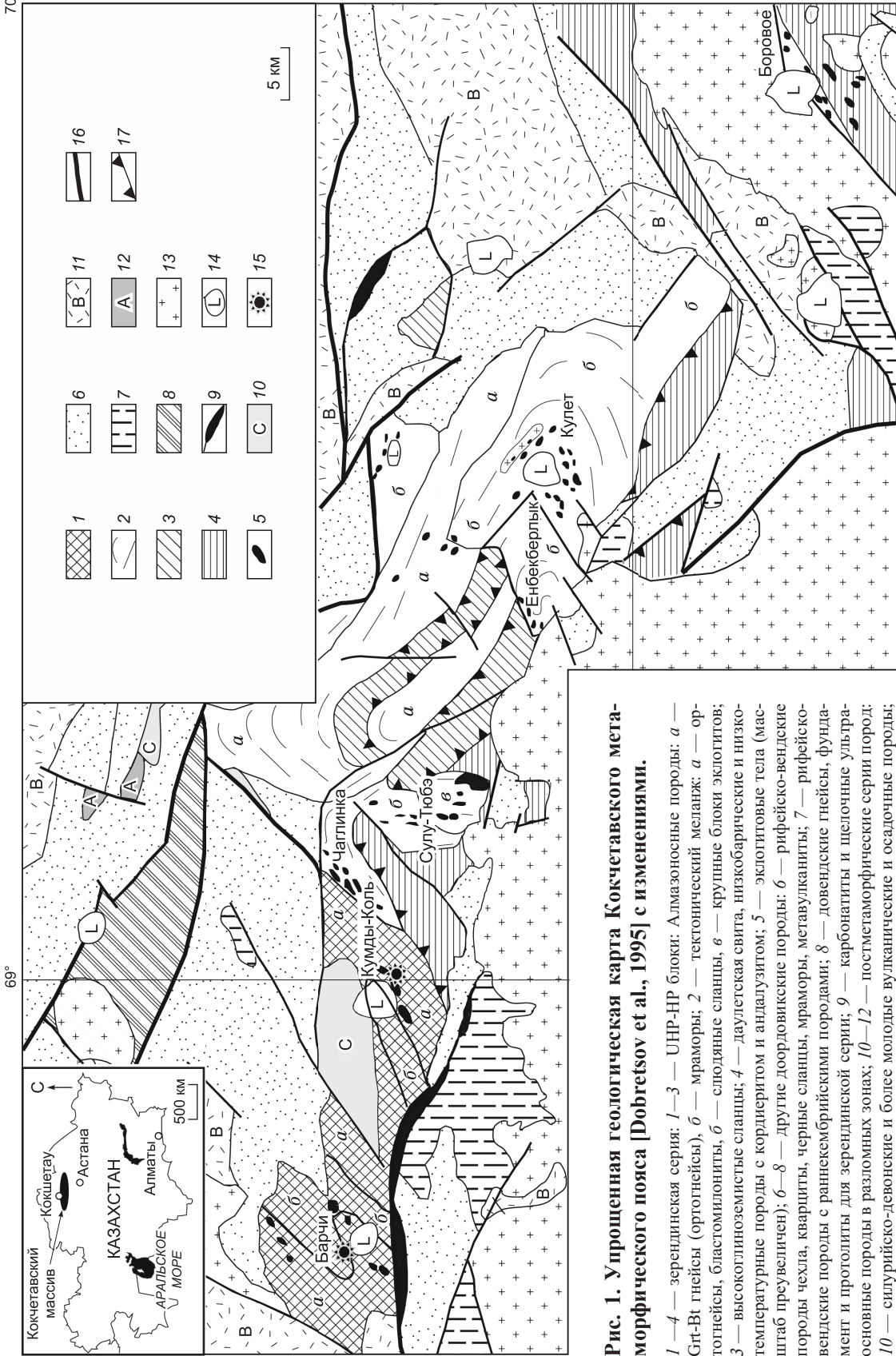


Рис. 1. Упрощенная геологическая карта Кокчетавского метаморфического пояса [Dobretsov et al., 1995] с изменениями.

1—4 — зеренднская серия: 1—3 — УНР-НР блоки: Алмазоносные породы; а — ортогнейсы, blastsилониты, б — мраморы; 2 — тектонический меланж: а — ортогнейсы, blastsилониты, б — слюдяные сланцы, в — крупные блоки эклогитов; 3 — высокоглиноземистые сланцы; 4 — даулетская свита, низкобарические и низкотемпературные породы с кордиеритом и андалузитом; 5 — эклогитовые тела (масштаб преувеличен); 6—8 — другие доордовикские породы: 6 — рифейско-вендские породы чехла, кварциты, черные сланцы, мраморы, метавулканы; 7 — рифейско-вендские породы с раннекембрийскими породами; 8 — довендские гнейсы, фундамент и протолиты для зеренднской серии; 9 — карбонатиты и щелочные ультраосновные породы в разломных зонах; 10—12 — постметаморфические серии пород: 10 — силурийско-девонские и более молодые вулканические и осадочные породы; 11 — ордовикские островужные комплексы; 12 — ордовикские бимодальные вулканические породы; 13 — палеозойские граниты и основные интрузивные породы, 14 — озера, 15 — места отбора образцов, 16 — разломы, 17 — надвиги.

Ранее нами были приведены результаты исследования обнаруженных в районе оз. Барчи в элювиальных отложениях обломков высокоглиноземистых гранат-кианит-слюдяных сланцев и гранат-кианит-кварцевых гранофелсов, в том числе алмазоносных [Шацкий и др., 2015]. Эти породы при близком составе по главным элементам за исключением калия характеризуются разным типом распределения некогерентных элементов: от аналогичных глинистым сланцам ($La/Yb = 13$) до сильнодеплетированных ($La/Yb = 1.4$). На основании этого высказано предположение, что породы имели единый протолит, но были в разной степени деплетированы на одном из этапов их экзгумации. В то же время выводы о том, к какому событию относится этап деплетирования и насколько обоснованно принимать, что у пород был единый протолит, остаются дискуссионными.

Учитывая неоднозначность в трактовке природы протолитов различных типов алмазоносных пород КСКЗ, нами были проведены изотопные исследования алмазоносных высокоглиноземистых пород участка Барчинский, а также продолжены определения Sm-Nd изотопного состава гранат-пироксеновых и известково-силикатных пород месторождения Кумды-Коль и участка Барчинский. При интерпретации полученных результатов и построении изохрон были использованы опубликованные ранее анализы изотопного состава неодима алмазоносных известково-силикатных (обр. 81-21), гранат-пироксеновых (Р-1) пород и мигматизированного гранитогнейса (88-4) [Shatsky et al., 1999]. Данные о минералогии, содержаниях главных и рассеянных элементов в этих типах пород были опубликованы ранее [Shatsky et al., 1995, 1999; Шацкий и др., 2006а, 2015; Schertl, Sobolev, 2013]. Образцы известково-силикатной породы К-92-99 и гранат пироксеновой породы 2-4 ранее использовались в экспериментах при давлениях 5.7—7.0 ГПа и температурах 1420—1700 °С, проведенных для изучения процессов алмазообразования [Shatsky et al., 2005].

Геологическое строение и петрографические особенности пород месторождения Кумды-Коль и участка Барчинский приведены в ряде статей [Sobolev, Shatsky, 1990; Shatsky et al., 1995, 1999; Korsakov et al., 2002; Shatsky, Sobolev, 2003; Dobretsov, Shatsky, 2004; Stepanov et al., 2014, 2016; Шацкий и др., 2015].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Sm-Nd изотопный анализ пород и минеральных фракций был выполнен в Институте химии Макса Планка согласно методике, изложенной в работах [Jagoutz, 1988; Jacob et al., 1994]. Изотопные анализы высокоглиноземистых пород были приготовлены в центре коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН с использованием многоколлекторного термоионизационного масс-спектрометра Finnigan MAT 262. Образцы для измерений готовились в Центре изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН. Пробы разлагались в смеси кислот HF–HCl–HNO₃ в тefлоновых бикерах. Выделение элементов проводили в две стадии на ионно-обменных смолах марки BioRad и LN-Eicrome. Для изотопного анализа и дальнейших расчетов в методе двойного изотопного разбавления использовали смешанный индикатор ¹⁴⁹Sm + ¹⁵⁰Nd. Измеряемые изотопные отношения контролировались стандартными образцами JNdi-1 и BCR-2. Точность определения концентраций Sm и Nd была в пределах ± 0.5 % (2σ). Более детально аналитическая процедура изложена в [Skuzovatov et al., 2018]. Nd модельный возраст рассчитывался на основании модели деплетированной мантии [Michard et al., 1985].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Петрография и минералогия исследованных пород. Алмазоносные известково-силикатные и гранат-пироксеновые породы встречаются в виде линз и прослоев среди биотитовых гнейсов месторождения метаморфогенных алмазов Кумды-Коль.

Алмазоносные гранат-пироксеновые породы сложены гранатом и пироксеном с небольшим количеством карбонатов и калиевого полевого шпата. Амфибол и хлорит присутствуют в качестве вторичных минералов. Особенностью пироксенов из этих пород является высокое содержание примеси калия и низкое содержание натрия. В клинопироксене матрикса и включениях зерен пироксена в гранате присутствуют ламеллы калиевого полевого шпата (1—20 мкм) и иглы кварца [Shatsky et al., 1985, 1995; Sobolev, Shatsky, 1990]. Известково-силикатные породы характеризуются разными соотношениями доломита, магнезимального кальцита, диопсида и граната. Известково-силикатным и гранат-пироксеновым породам свойственна полосчатость (рис. 2). В гранат-пироксеновых породах наблюдается чередование слоев, обогащенных карбонатом, со слоями, обогащенными пироксеном. Особенностью известково-силикатных пород является чередование карбонатных слоев со слоями, сложенными пироксеном и пироксеном с гранатом.

Составы минералов типичны для этих алмазоносных пород месторождения Кумды-Коль и были опубликованы ранее [Shatsky et al., 2005]. Температуры равновесия по гранат-пироксеновому геотермометру лежат в интервале 950—1000 °С (при давлении 40 кбар), что характерно для этого типа пород [Sobolev, Shatsky, 1990; Shatsky et al., 1995, 1999].

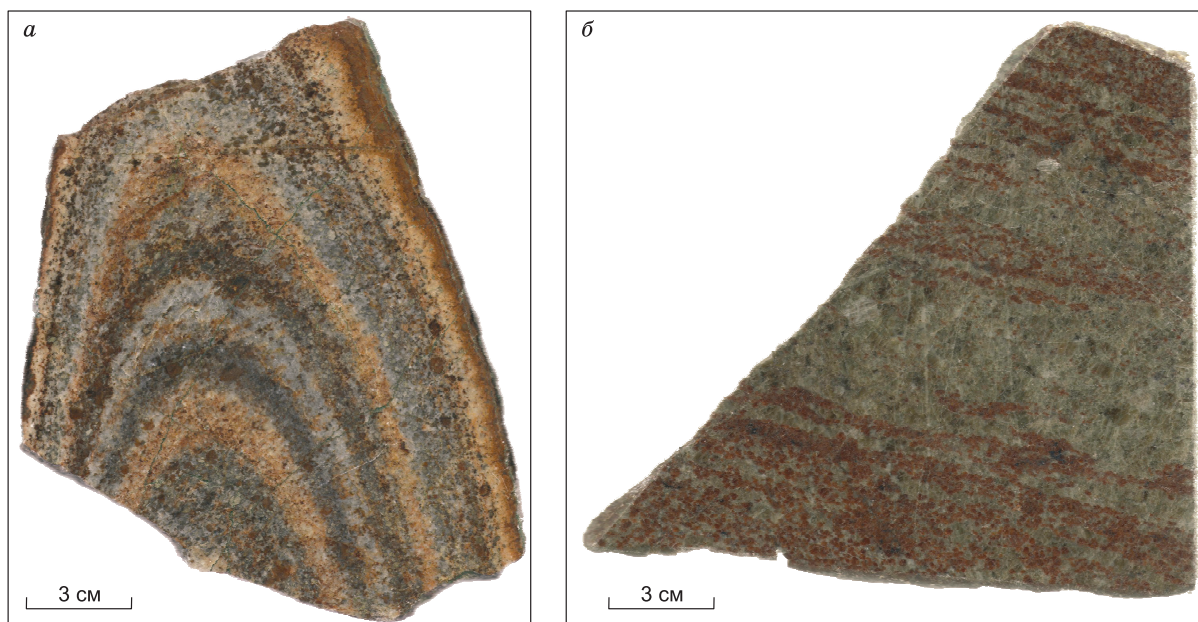


Рис. 2. Полосчатые образцы известково-силикатных (а) и гранат-пироксеновых пород (б).

На участке Барчинский среди высокоглиноземистых пород выделяются гранат-биотитовые гнейсы, гранат-кианит-слюдяные сланцы и гранат-кианит-кварцевые гранофельсы [Шацкий и др., 2015]. Предметом настоящего исследования являлись гранат-кианит-слюдяные сланцы и гранат-кианит-кварцевые гранофельсы. Гранат-кианит-слюдяные сланцы сложены кварцем, гранатом, кианитом, белыми слюдами (мусковит, фенгит), биотитом, хлоритом. Минеральная ассоциация гранофельсов включает в себя гранат, кианит и кварц. Эта минеральная ассоциация аналогична реститовой ассоциации, полученной в экспериментах по плавлению пелитов [Schmidt et al., 2004; Auzanneau et al., 2006; Thomsen, Schmidt, 2008; Hermaan, Spandler, 2008]. Температуры равновесия этих пород, оцененные по гранат-фенгитовому геотермометру, лежат в интервале 800—950 °С [Шацкий и др., 2015].

Sm-Nd изотопные данные. Ранее нами были опубликованы данные изотопных исследований метаморфических пород с разных участков КСКЗ, а также алмазоносных и неалмазоносных метаосадочных пород и ортогнейсов месторождения метаморфогенных алмазов Кумды-Коль [Shatsky et al., 1999]. Было показано, что неалмазоносные породы зерендинской серии характеризуются относительно узкими вариациями отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, близкими к значениям континентальной коры. В то же время алмазоносные породы имеют широкие вариации отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.1525—0.5815). Особняком выделяются алмазоносные известково-силикатные породы, имеющие величины отношений

$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, близкие к континентальной коре (0.12) (таблица). Гранат-пироксеновые породы характеризуются повышенными относительно континентальной коры значениями отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.1989—0.2359) (см. таблицу).

Фигуративные точки мономинеральных фракций и породы в целом образца гранат-пироксеновой породы 2-4 образуют эрохрону, угол наклона которой отвечает возрасту 536 ± 8 млн лет (рис. 3). Этот возраст близок к возрасту пика высокбарического метаморфизма пород Кокчетавского массива, определенному ранее Sm-Nd и

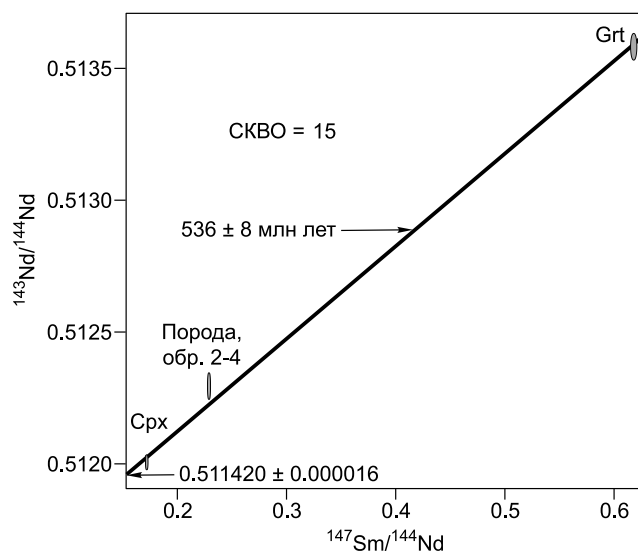


Рис. 3. Sm-Nd изохронная диаграмма для гранат-пироксеновой породы, обр. 2-4.

Здесь и далее: диаграммы построены с помощью ISOPLOT [Ludwig, 2003].

Таблица 1. Sm-Nd изотопные данные для пород сверхвысоких давлений Кокчетавского массива

Образец	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 σ	$\epsilon_{\text{Nd}}(1100)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(510)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млрд лет ²	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млрд лет ³
	ppm								
2-4	0.4237	1.0836	0.2292	0.512295	0.00002	-11.3	—	2.51	2.17
2-4 Grt	0.7113	0.6743	0.6380	0.513582	0.00002	—	—	—	—
2-4 Срх	0.2355	0.8027	0.1774	0.512006	0.000011	—	—	—	—
P-1 ¹	0.443	1.101	0.2359	0.512383	0.000012	-10.5	—	2.47	2.11
83-13 ¹	0.606	1.842	0.1989	0.51212	0.00002	-10.4	—	2.51	2.13
92-99	1.825	7.486	0.1429	0.511704	0.000017	-10.7	—	2.45	2.11
Б-95-49	2.136	8.086	0.1598	0.511833	0.000017	-10.6	—	2.47	2.13
Б-95-49 Grt	1.828	4.886	0.2263	0.511886	0.000018	—	—	—	—
81-21b ¹	2.168	10.556	0.1204	0.51154	0.00001	-10.7	—	2.46	2.13
81-21c ¹	2.45	10.96	0.1310	0.51162	0.00001	-10.7	—	2.58	2.12
88-4b ¹	11.611	62.2	0.1094	0.51139	0.00003	-12.1	—	2.47	2.22
88-4d ¹	11.485	64.81	0.1039	0.51142	0.00001	-10.8	—	2.45	2.13
88-4f ¹	10.628	57.43	0.1085	0.51143	0.00001	-11.2	—	2.47	2.16
Б-11-9	5.96	1.9	0.1868	0.511653	0.000021	—	-18.6	2.63	2.27
Б-11-19	4.25	2.27	0.3131	0.512067	0.00001	—	-18.7	2.64	2.28
Б-11-11	60.7	10.8	0.1043	0.511352	0.000011	-12.1	-19.1	2.67	2.30
Б-11-24	8.7	3.15	0.2122	0.511759	0.000021	—	-18.2	2.60	2.24
Б-11-14	19.9	5.4	0.1590	0.511544	0.00005	—	-18.9	2.66	2.29

Примечание. Образцы 2-4, P-1, 83-13 — гранат-пироксеновые породы; 92-99, Б-95-49, 81-21 — известково-силикатные породы; 88-4 — гранитогнейс; Б-11-14, Б-11-11 — гранат-кианитовые сланцы; Б-11-9, Б-11-19, Б-11-24 — гранат-кианит-кварцевые гранофельсы района Барчи.

¹ Bulk rock Sm-Nd данные из [Shatsky et al., 1999].

² Sm-Nd модельные возрасты, вычисленные с использованием тренда эволюции деплетированной мантии и уравнения из работы [Liew, Hofmann, 1988].

³ Sm-Nd модельные возрасты, вычисленные с использованием тренда эволюции деплетированной мантии. Использовано отношение Sm/Nd в обр. Б-11-11.

U-Pb методами (530—536 млн лет) [Claoué-Long et al., 1991; Shatsky et al., 1999; Hermann et al., 2001; Katayama et al., 2001; Stepanov et al., 2016]. Большая величина СКВО (15) может объясняться полосчатостью этого образца, которая выражается в чередовании полос, обогащенных гранатом и клинопироксеном и, как следствие, непредставительностью взятого для анализа объема породы.

Фигуративные точки алмазоносных известково-силикатных пород, гранатовые пироксениты и гранитогнейсы образуют изохрону с возрастом 1116 ± 14 млн лет (рис. 4).

Гранат-кианит-слюдяные сланцы и гранофельсы участка Барчинский в разной степени деплетированы несовместимыми элементами (рис. 5) [Шацкий и др., 2015]. Разная степень деплетирования сланцев и гранофельсов объясняется разной степенью частичного плавления [Шацкий и др., 2015]. Наиболее деплетированы легкими редкими землями и рядом других несовместимых элементов гранат-кианит-кварцевые гранофельсы, которые характеризуются или отсутствием слюд, или их присутствием в

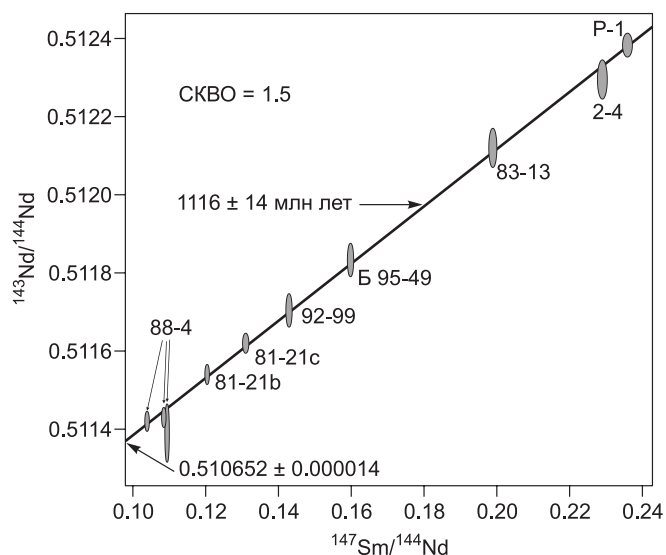


Рис. 4. Sm-Nd изохронная диаграмма метаморфических пород сверхвысоких давлений района Кумды-Коль.

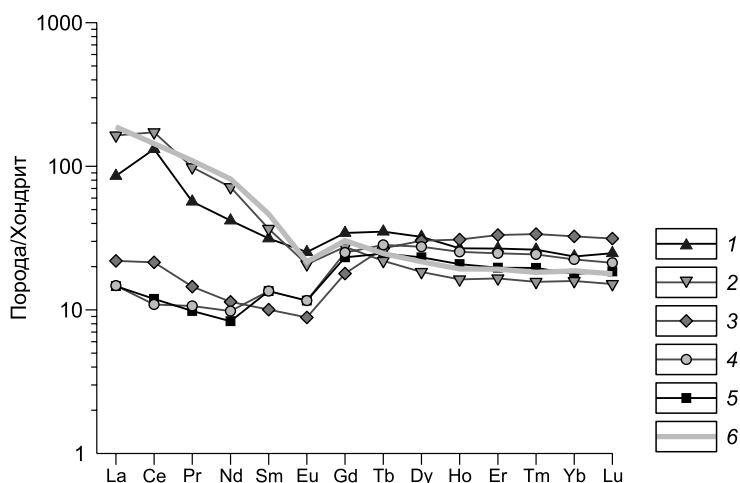


Рис. 5. Спектры РЗЭ, нормированные на хондрит [McDonough, Sun, 1995]:

для высокоглиноземистых гранат-кианитовых сланцев (1 — обр. Б-11-14, 2 — обр. Б-11-11) и гранат-кианит-кварцевых гранофельсов (3 — обр. Б-11-9, 4 — обр. Б-11-24, 5 — обр. Б-11-19) района Барчи; 6 — постархейский австралийский сланец [Pourmand et al., 2012].

тированных высокоглиноземистых пород (рис. 6). У образца гранат-кианитового сланца Б-11-11 распределение редкоземельных элементов аналогично РААС ($(La/Yb)_N = 10.3$) [Шацкий и др., 2015]. У гранат-кианитового сланца Б-11-14 величина $(La/Yb)_N$ значительно ниже (3.64). Гранат-кианит-кварцевые гранофельсы (Б-11-9, Б-11-19, Б-11-24) значительно деплетированы легкими редкими землями (см. рис. 6) ($(La/Yb)_N = 0.66—0.82$) относительно гранат-кианит-слюдяных сланцев. Величина Sm/Nd отношения в породах варьирует от 0.178 до 0.647. Фигуративные точки высокоглиноземистых пород образуют изохрону, отвечающую возрасту 507 ± 10 млн лет.

небольшом количестве. В то же время гранат-кианит-слюдяные сланцы имеют тип распределения несовместимых элементов, близкий к постархейскому австралийскому сланцу (РААС) (см. рис. 5).

Для изотопных исследований нами были отобраны в разной степени деплетированные высокоглиноземистые породы (рис. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные нами новые изотопно-геохимические данные, наряду с имевшимися ранее, дают возможность высказать предположение о том, что в качестве протолитов алмазоносных метаморфических пород сверхвысоких давлений КСКЗ выступали породы фундамента Кокчетавского микроконтинента и осадочные породы, имеющие палеопротерозойский Nd модельный возраст, а также внести коррективы в сделанные ранее выводы о мобильности элементов в процессах высокобарического метаморфизма известково-силикатных и гранат-пироксеновых алмазоносных пород.

Ранее нами было показано, что алмазоносные породы месторождения Кумды-Коль в различной степени деплетированы по целому ряду несовместимых элементов [Shatsky et al., 1999]. Деплетирование объяснялось частичным плавлением пород в процессах высокобарического метаморфизма. Позднее были получены данные, свидетельствующие о деплетировании высокоглиноземистых пород участка Барчинский [Stepanov et al., 2014; Шацкий и др., 2015]. Полученная Sm-Nd изохрона для деплетированных в разной степени высокоглиноземистых пород участка Барчинский свидетельствует о том, что до высокобарического метаморфизма эти породы имели одинаковые первичные отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ и, следовательно, одинаковые Sm/Nd отношения. Изменение величин Sm/Nd отношения в породах в ходе метаморфизма может быть связано либо с процессами дегидратации и удаления флюидов, либо с частичным плавлением. Согласно имеющимся экспериментальным данным [Manning, 2004; Hermann et al., 2006; Spandler et al., 2007], водный флюид, образующийся при дегидратации пород в зоне субдукции, характеризуется низкими концентрациями рассеянных элементов и не может рассматриваться в качестве их транспортера [Bebout et al.,

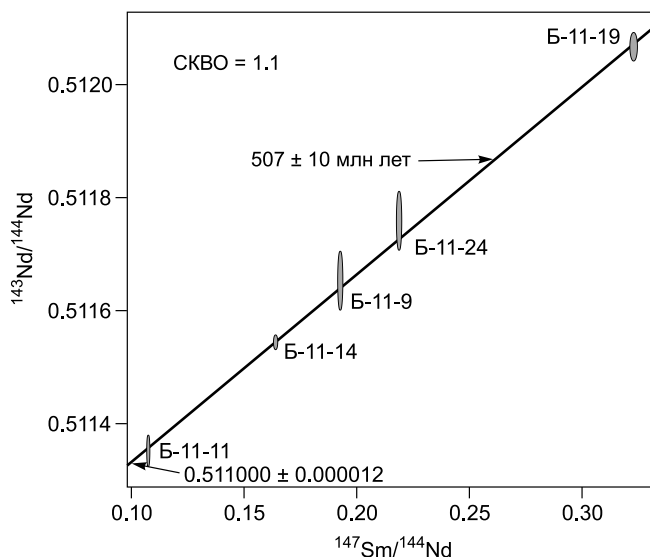


Рис. 6. Sm-Nd изохронная диаграмма высокоглиноземистых гранат-кианитовых сланцев и гранат-кианит-кварцевых гранофельсов района Барчи.

2013]. На это же указывают и результаты исследования метаморфических пород из комплексов сверхвысоких давлений [Zhao et al., 2007; Xiao et al., 2012, 2014], свидетельствующие о низкой подвижности редких земель в процессе дегитратации пород в зоне субдукции. Sm/Nd отношения в породах, подвергшихся метаморфизму сверхвысоких давлений, постоянны, поскольку они аккумулируются одними и теми же минералами, имеют одинаковое геохимическое поведение. В то же время образующиеся при отделении расплавов гранатсодержащие респиты должны иметь повышенные Sm/Nd отношения.

Как говорилось выше, высокоглиноземистые алмазоносные породы участка Барчинский показывают изохронную зависимость, определяющую возраст 507 ± 10 млн лет, что значительно моложе возраста пика высокобарического метаморфизма. Ранее было показано, что возраст метаморфизма сверхвысоких давлений пород участка Барчинский, полученный U-Pb датированием цирконов, составляет 528 ± 3 млн лет [Hermann et al., 2001]. U-Pb возраст из работы [Katayama et al., 2001] для ядер цирконов из алмазоносных пород месторождения Кумды-Коль составляет 537 ± 9 млн лет. Кайма имеет возраст 507 ± 8 млн лет. Величина 537 млн лет интерпретируется как возраст метаморфизма сверхвысоких давлений. Близкий возраст (535 ± 3 млн лет) дает Sm-Nd минеральная изохрона для эклогитов месторождения Кумды-Коль [Shatsky et al., 1999]. Возраст при датировании монацита из кианитовых сланцев участка Барчинский U-Pb методом составил 526 ± 7 млн лет [Stepanov et al., 2016]. Он интерпретируется как возраст метаморфизма сверхвысоких давлений. А.С. Степанов с соавторами [Stepanov et al., 2016] получили U-Pb возраст монацитов и цирконов из пород, имеющих различные *PT*-параметры. U-Pb возраст монацита из высокобарического образца 528 ± 8 млн лет. Близкий возраст (522 млн лет) получен для монацита из слюдяного сланца, метаморфизованного в условиях сверхвысоких давлений. U-Pb возрасты для цирконов из различных участков гнейса, претепевшего метаморфизм сверхвысоких давлений, варьируют от 503 ± 7 до 532 ± 6 млн лет.

Имеющиеся данные показывают, что *PT*-тренд, отвечающий эксгумации метаморфическ пород КСКЗ, пересекает кривую разложения фенгита на глубинах порядка 100—120 км [Dobretsov, Shatsky, 2004; Hermann et al., 2013; Stepanov et al., 2016]. Таким образом, мы можем предполагать, что при эксгумации высокобарических пород, содержащих фенгит, имело место декомпрессионное плавление [Auzanneau et al., 2006].

Наиболее неожиданным оказалось, что алмазоносные известково-силикатные и гранат-пироксеновые породы, а также ортогнейсы месторождения Кумды-Коль показывают изохронную зависимость, отвечающую возрасту 1116 ± 14 млн лет. Этот возраст близок к U-Pb возрасту цирконов (1.2—1.1 млрд лет) гнейсогранитов фундамента Кокчетавского массива [Туркина и др., 2011; Третьяков и др., 2011; Glorie et al., 2015].

С учетом этих данных можно сделать вывод, что протолиты известково-силикатных и гранат-пироксеновых пород относились к породам фундамента Кокчетавского массива. Тот факт, что изотопный состав неодима в разных типах пород имел одинаковые начальные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, дает основание предполагать, что гранат-пироксеновые породы образовались при взаимодействии гранитных расплавов с доломитовыми мраморами.

В подтверждение этому предположению отметим, что среди пород зерендинской серии на контакте мраморов и алюмосиликатных пород отмечаются магнезиальные скарны и кальцифиры [Екимова и др., 1992]. Среди скарнов выделяются форстеритовые, пироксен-форстеритовые, пироксеновые, пироксен-флогопитовые, шпинель-пироксеновые. Тот факт, что для мигматизированных гнейсов, известково-силикатных пород и гранат-пироксеновых пород получена изохрона (рис. 4), свидетельствует о едином начальном отношении $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в этих типах пород. На наш взгляд, наиболее правдоподобным объяснением этого факта является взаимодействие гранитоидов с доломитовыми мраморами в период становления фундамента Кокчетавского микроконтинента.

В раннем кембрии породы фундамента и чехла пассивной окраины Кокчетаского массива были субдуцированы на глубины, отвечающие полю устойчивости алмаза. Полученные данные свидетельствуют о том, что Sm-Nd система в известково-силикатных и гранат-пироксеновых породах не была нарушена в процессе высокобарического метаморфизма, т. е. эти породы, в отличие от высокоглиноземистых пород участка Барчинский, не подвергались плавлению, что может быть связано с низким содержанием в них воды. Низкое содержание воды может объясняться тем, что ранее они были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

Авторы работы [Korsakov, Hermann, 2006], как упоминалось выше, интерпретировали полифазные включения в гранатах и пироксенах карбонатных пород как раскристаллизованные включения расплавов. Основываясь на этом, они предположили, что водный гранитный расплав из метапелитов взаимодействовал с доломитом в условиях сверхвысоких давлений. Однако полученная нами изохрона свидетельствует о закрытом поведении Sm-Nd системы в известково-силикатных и гранат-пироксеновых породах на этапе высокобарического метаморфизма, имеющего возраст 530 млн лет.

С.Л. Хванг с соавторами [Hwang et al., 2006] исследовали наноразмерные включения в алмазах из известково-силикатных и гранат-пироксен-кварцевых пород Кокчетавского массива. Они установили, что во включениях в алмазах известково-силикатных пород присутствует высококалийевый С-О-Н флюид. В то же время в алмазах из гнейсов обнаружены включения силикатного расплава с высокими содержаниями фосфора и калия [Hwang et al., 2006]. Эти данные подтверждают вывод о плавлении протолитов гранат-пироксен-кварцевых пород и отсутствии частичного плавления в известково-силикатных породах. Еще одним свидетельством отсутствия плавления известково-силикатных пород являются широкие вариации составов гранатов и пироксенов, даже в пределах одного слоя полосчатых образцов [Шацкий и др., 2006б]. Как показывают проведенные исследования, в различных слоях полосчатого образца известково-силикатной породы (Кар-200) встречается пироксен с примесью калия и пироксен, не содержащий калий. При этом в гранате из слоев с калийсодержащим пироксеном наблюдаются включения фенгита. Это свидетельствует о сохранении первичной гетерогенности протолита известково-силикатных пород. Отмеченная выше гетерогенность не могла сохраниться в присутствии расплава.

Имеется еще один аспект в проблеме происхождения протолитов алмазоносных метаморфических пород. Как упоминалось выше, в качестве протолитов алмазоносных пород рассматриваются породы песчано-сланцевой толщи шарыкской свиты [Буслов, Вовна, 2008; Буслов и др., 2015]. Однако данные изучения Sm-Nd системы алмазоносных пород свидетельствуют, что в качестве их протолитов не могут рассматриваться породы этой свиты. Породы шарыкской свиты характеризуются колебаниями величины $\epsilon_{Nd}(T)$ от +4.1 до -3.3 и величинами модельного возраста от 1.9 до 1.25 млрд лет [Kovach et al., 2017]. Алмазоносные известково-силикатные и гранат-пироксеновые породы имеют величину $\epsilon_{Nd}(T) = -11.2$, рассчитанную на возраст 1.1 млрд лет, а высокоглиноземистые сланцы участка Барчинский -12.6. Также есть значительные различия в величинах Nd модельного возраста. Сланцы шарыкской свиты имеют модельный возраст 1.4—1.3 млрд лет, а кварциты 1.9—1.7 млрд лет. В то же время алмазоносные породы с изохронным возрастом 1.1 млрд лет, а также высокоглиноземистые породы, образующие изохрону с возрастом 507 ± 10 млн лет, имеют близкие значения двухстадийных модельных возрастов, которые лежат в интервале 2.4—2.57 млрд лет (см. таблицу). Близкие значения Nd модельного возраста получены для пород фундамента [Shatsky et al., 1999] и для Lu-Hf системы цирконов пород КСКЗ [Glorie et al., 2015] (2.5—2.3 млрд лет). Это свидетельствует о том, что протолиты высокоглиноземистых пород формировались за счет размыва фундамента Кокчетавского микроконтинента.

Полученные данные свидетельствуют, что протолитами алмазоносных метаморфических пород были как породы фундамента, так и осадочные породы, имеющие палеопротерозойский Nd модельный возраст, в отличие от пород шарыкской свиты с неопротерозойским модельным возрастом. Алмазоносные породы, в качестве протолитов которых рассматриваются осадочные породы пассивной окраины, претерпели этап плавления на стадии эксгумации, о чем свидетельствует изохрона, полученная по гранат-кианит-слюдяным сланцам и гранофельсам. В ходе плавления высокоглиноземистые породы были деплетированы по целому ряду несовместимых элементов [Шацкий и др., 2015]. В качестве протолитов алмазоносных известково-силикатных и гранат-пироксеновых пород выступали породы фундамента Кокчетавского массива, образовавшиеся при взаимодействии карбонатных отложений с гранитоидами в период консолидации фундамента Кокчетавского массива в мезопротерозое.

ВЫВОДЫ

На основании изотопного состава пород КСКЗ, включающих известково-силикатные, гранат-пироксеновые породы, а также мигматизированные гнейсы, получена Sm-Nd изохрона, отвечающая возрасту 1116 ± 14 млн лет. Этот возраст близок возрасту формирования гранитогнейсового фундамента Кокчетавского массива (1.2—1.1 млрд лет) [Туркина и др., 2011; Третьяков и др., 2011; Glorie et al., 2015]. Это свидетельствует о том, что протолитами известково-силикатных и гранат-пироксеновых пород были породы фундамента.

Полученная Sm-Nd изохрона показывает, что при метаморфизме сверхвысоких давлений не происходило нарушения Sm-Nd системы в гранат-пироксеновых и известково-силикатных алмазоносных породах. Это может объясняться тем, что ранее они были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

Изохрона, рассчитанная на основании изотопного состава валовых проб высокоглиноземистых пород участка Барчинский, соответствует возрасту 507 ± 14 млн лет, что предполагает плавление метapelитов на стадии эксгумации.

Авторы выражают благодарность Г.-П. Шертлу и Е.В. Складкову за ценные замечания, позволившие существенно улучшить первоначальный вариант статьи.

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИГМ СО РАН и ИГХ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- Буслов М.М., Вовна Г.М.** Состав и геодинамическая природа протолитов алмазодержащих пород Кумдыкольского месторождения Кокчетавского метаморфического пояса, Северный Казахстан // *Геохимия*, 2008, № 9, с. 955—964.
- Буслов М.М., Добрецов Н.Л., Вовна Г.М., Киселев В.И.** Структурное положение, состав и геодинамическая природа алмазоносных метаморфических пород Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса (Северный Казахстан) // *Геология и геофизика*, 2015, т. 56 (1—2), с. 89—109.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В., Заячковский А.А.** Вендраннеордовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны (Северный Казахстан) // *Геология и геофизика*, 2006, т. 47 (4), с. 428—444.
- Екимова Т.Е., Лаврова Л.Д., Петрова М.А.** Включения алмазов в породообразующих минералах метаморфических пород // *Докл. АН СССР*, 1992, т. 332, № 3, с. 366—368.
- Третьяков А.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Анисимова И.В.** Среднерифейский вулканогенный комплекс Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и возрастное обоснование // *ДАН*, 2011, т. 438, № 5, с. 644—648
- Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В.** Мезопротерозойские гранитоиды фундамента Кокчетавского микроконтинента // *ДАН*, 2011, т. 436, № 4, с. 499—503.
- Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Козьменко О.А., Палесский С.В., Николаева И.В., Заячковский А.А.** Поведение несовместимых элементов в процессе ультравысокобарического метаморфизма (на примере пород Кокчетавского массива) // *Геология и геофизика*, 2006а, т. 47 (4), с. 485—498.
- Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Соболев Н.В.** Некоторые аспекты метаморфической эволюции ультравысокобарических известково-силикатных пород Кокчетавского массива // *Геология и геофизика*, 2006б, т. 47 (1), с. 105—118.
- Шацкий В.С., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л., Соболев Н.В.** Подвижность элементов в зоне континентальной субдукции // *Геология и геофизика*, 2015, т. 56 (7), с. 1928—1321.
- Auzanneau E., Vielzeuf D., Schmidt M.W.** Experimental evidence of decompression melting during exhumation of subducted continental crust // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2006, v. 152, p. 125—148.
- Bebout G.E.** Metamorphic chemical geodynamics of 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.
- Chen Y.-X., Zhou K., Zheng Y.-F., Schertl H.-P.** Zircon geochemical constraints on the protolith nature and metasomatic process of the Mg-rich whiteschist from the Western Alps // *Chem. Geol.*, 2017, v. 467, p. 177—195.
- Chen Y.-X., Lu W., He Y., Schertl H.-P., Zheng Y.-F., Xiong J.-W., Zhou K.** Tracking Fe mobility and Fe speciation in subduction zone fluids at the slab-mantle interface in a subduction channel: A tale of whiteschist from the Western Alps // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2019, v. 267, p. 1—16.
- Claoue-Long J., Sobolev N., Shatsky V., Sobolev A.** Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // *Geology*, 1991, v. 19, p. 710—713.
- Dobretsov N., Shatsky V.** Exhumation of high-pressure rocks of the Kokchetav massif: facts and models // *Lithos*, 2004, v. 78, p. 307—318.
- 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 // *Isl. Arc*, 1995, v. 4, p. 267—279.
- Glorie S., Zhimulev F., Buslov M., Andersen T., Plavska D., Izmer A., Vanhaecke F., De Grave J.** Formation of the Kokchetav subduction–collision zone (northern Kazakhstan): Insights from zircon U–Pb and Lu–Hf isotope systematics // *Gondwana Res.*, 2015, v. 27, p. 424—438.
- 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., Korsakov A., Shatsky V.S.** Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan) // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2001, v. 141, p. 66—82.
- Hermann J., Spandler C., Hack A., Korsakov A.V.** Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks: Implications for element transfer in subduction zones // *Lithos*, 2006, v. 92, p. 399—417.

Hermann J., Zheng Y.-F., Rubatto D. Deep fluids in subducted continental crust // *Elements*, 2013, v. 9(4), p. 281—287.

Hwang S.-L., Chu H.-T., Yui T.-F., Shen P., Schertl H.-P., Liou J.G., Sobolev N.V. Nanometer-size P/K-rich silica glass (former melt) inclusions in microdiamond from the gneisses of Kokchetav and Erzgebirge massifs: Diversified characteristics of the formation media of metamorphic microdiamond in UHP rocks due to host-rock buffering // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 243, p. 94—106.

Jacob D., Jagoutz E., Lowry D., Matthey D., Kudrjavitseva G. Diamondiferous eclogites from Siberia: Remnants of Archean oceanic crust // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1994, v. 58, p. 5191—5207.

Jagoutz E. Nd and Sr systematics in an eclogite xenolith from Tanzania: evidence for frozen mineral equilibria in the continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1988, v. 52, p. 1285—1293.

Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D., Terada K., Sano Y. Ion micro-probe U–Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 188, p. 185—198.

Korsakov A.V., Hermann J. Silicate and carbonate melt inclusions associated with diamonds in deeply subducted carbonate rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 241, p. 104—118.

Korsakov A.V., Shatsky V.S., Sobolev N.V., Zayachokovsky A.A. Garnet-biotite-clinozoisite gneiss: a new type of diamondiferous metamorphic rock from the Kokchetav Massif // *Eur. J. Mineral.*, 2002, v. 14, p. 915—928.

Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kotov A., Tolmacheva E., Wang K.-L., Chung S.-L., Lee H.-Y., Jahn B.-M. Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the Northern Kazakhstan: Implication for continental growth of the western Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.*, 2017, v. 47, p. 28—43.

Liew T., Hofmann A. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1988, v. 98, p. 129—138.

Ludwig K.R. Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2003, v. 4, 70 p.

Manning C.E. The chemistry of subduction-zone fluids // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 223, p. 1—16.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.

Michard A., Gurriet P., Soudant M., Albarede F. Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1985, v. 49, p. 601—610.

Pourmand A., Dauphas N., Ireland T.J. A novel extraction chromatography and MC-ICP-MS technique for rapid analysis of REE, Sc and Y: Revising CI-chondrite and Post-Archean Australian Shale (PAAS) abundances // *Chem. Geol.*, 2012, v. 291, p. 38—54.

Schertl H.P., Sobolev N.V. The Kokchetav Massif, Kazakhstan: «Type locality» of diamond-bearing UHP metamorphic rocks // *J. Asian Earth Sci.*, 2013, v. 63, p. 5—38.

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 // *Ultrahigh pressure metamorphism* / Eds. D. Carswell, R. Compagnoni. Budapest, Eötvös University Press, 2003, v. 5, p. 75—103.

Shatsky V., Sobolev N., Stenina N. Structural peculiarities of pyroxenes from eclogites // *Terra Cognita*, 1985, v. 5, p. 436—437.

Shatsky V., Sobolev N., Vavilov M. Diamond-bearing metamorphic rocks of the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // *Ultrahigh pressure metamorphism*. Cambridge, 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) // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1999, v. 137, p. 185—205.

Shatsky V., Pal'yanov Y.N., Sokol A., Tomilenko A., Sobolev N. Diamond formation in UHP dolomite marbles and garnet-pyroxene rocks of the Kokchetav massif, northern Kazakhstan: natural and experimental evidence // *Int. Geol. Rev.*, 2005, v. 47, p. 999—1010.

Skuzovatov S.Yu., Shatsky V., Dril S., Perepelov A. Elemental and isotopic (Nd-Sr-O) geochemistry of eclogites from the Zamtyn-Nuruu area (SW Mongolia): Crustal contribution and relation to Neoproterozoic subduction-accretion events // *J. Asian Earth Sci.*, 2018, v. 167, p. 33—51.

Sobolev N., Shatsky V. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // *Nature*, 1990, v. 343, p. 742—746.

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.

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 // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2014, v. 167, p. 1002.

Stepanov A.S., Rubatto D., Hermann J., Korsakov A.V. Contrasting *P-T* paths within the Barchi-Kol UHP terrain (Kokchetav Complex): Implications for subduction and exhumation of continental crust // *Am. Mineral.*, 2016, v. 101, p. 788—807.

Tian Y., Xiao Y., Chen Y.-X., Sun H., Liu H., Tong F., Yang J.-H., Schertl H.-P. Serpentine-derived low $\delta^7\text{Li}$ fluids in continental subduction zones: Constraints from the fluid metasomatic rocks (whiteschist) from the Dora-Maira Massif, Western Alps // *Lithos*, 2019, v. 348—349, p. 105177.

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.

Xiao Y., Lavis S., Niu Y., Pearce J.A., Li H., Wang H., Davidson J. Trace-element transport during subduction-zone ultrahigh-pressure metamorphism: Evidence from western Tianshan, China // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 2012, v. 124, p. 1113—1129.

Xiao Y., Niu Y., Li H., Wang H., Liu X., Davidson J. Trace element budgets and (re-)distribution during subduction-zone ultrahigh pressure metamorphism: Evidence from Western Tianshan, China // *Chem. Geol.*, 2014, v. 365, p. 54—68.

Zhang C., Zhang L., Van Roermund H., Song S., Zhang G. Petrology and SHRIMP U-Pb dating of Xitieshan eclogite, North Qaidam UHP metamorphic belt, NW China // *J. Asian Earth Sci.*, 2011, v. 42, p. 752—767.

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. Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones // *Chem. Geol.*, 2012, v. 328, p. 5—48.

Zheng Y.-F. Subduction zone geochemistry // *Geosci. Front.*, 2019, v. 10, p. 1223—1254.

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. 342—374, doi: 10.1016/j.earscirev.2011.04.004.

*Рекомендована
Н.В. Соболевым*

*Поступила в редакцию 20 августа 2020 г.,
принята в печать 3 декабря 2020 г.*