

ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЗМА ЗОН СУБДУКЦИИ

УДК 552.16:552:48

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА  
КОРОВОЙ КОНТАМИНАЦИИ ПРОТОЛИТОВ ЭКЛОГИТОВ  
КОКЧЕТАВСКОЙ СУБДУКЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ

В.С. Шацкий<sup>1,2,3</sup>, С.Ю. Скузоватов<sup>2</sup>, А. Л. Рагозин<sup>1,3</sup>

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

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

<sup>3</sup>Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова 2, Россия

Представлены результаты изотопно-геохимических исследований эклогитов Кокчетавской субдукционно-коллизииной зоны из доменов высокого и ультравысокого давления. Эксгумация эклогитов этих доменов включала как минимум две стадии. Породы западного блока были метаморфизованы в поле стабильности алмаза (участки Кумды-Коль, Барчинский). В то же время в породах восточного блока зафиксированы давления, отвечающие стабильности коэсита (участки Кулет, Чаглинка, Сулу-Тюбе, Даулет, Боровое). Эклогиты демонстрируют значительные вариации в содержаниях ряда несовместимых элементов, а также в изотопных отношениях Nd ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ —0.512163—0.513180) и Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ —0.70393—0.78447). Эклогиты Сулу-Тюбе имеют изотопно-геохимические характеристики, близкие к N-MORB, в то же время эклогиты других участков по этим характеристикам близки к E-типу MORB или базальтам островных дуг (IAB). Модельный возраст  $T_{\text{Nd}}$  (DM) эклогитов варьирует от 1.95 до 0.67 млрд л. Наиболее молодой модельный возраст имеют эклогиты Сулу-Тюбе, которые также характеризуются значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  (+7.2) и отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , близкими к деплетированной мантии. На графиках в координатах  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ — $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ — $T$  эклогиты образуют тренды от деплетированной мантии к вмещающим породам. Это свидетельствует о контаминации протолитов эклогитов коровым материалом. Некоторые эклогиты с участков Кумды-Коль, Кулет и Барчинский показывают геохимические свидетельства частичного плавления. Они характеризуются высокими значениями отношения Sm/Nd (0.65—0.51) и низкими  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$  (0.34—0.58). Температуры равновесия этих эклогитов превышают 850 °С. Геохимические особенности эклогитов свидетельствуют о возможности образования протолитов эклогитов в условиях континентальной окраины, которая затем была субдуцирована на глубины, превышающие 120 км.

*Континентальная субдукция, эклогиты, изотопы.*

ISOTOPE-GEOCHEMICAL EVIDENCE FOR CRUSTAL CONTAMINATION OF ECLOGITES  
IN THE KOKCHETAV SUBDUCTION-COLLISION ZONE

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

This paper reports isotopic and geochemical studies of eclogites from the western ultrahigh pressure (UHP) and eastern high-pressure (HP) blocks of the Kokchetav subduction–collision zone. These HP and UHP eclogites exhumed in two stages: (1) The rocks of the western block metamorphosed within the field of diamond stability (e.g., Kumdy-Kol and Barchi); (2) In contrast, the metamorphic evolution of the eastern block reached the pressure peak within the of coesite stability (e.g., Kulet, Chaglinka, Sulu-Tyube, Daulet, and Bоровое). The eclogites vary widely in the ratios of incompatible elements and in the isotope ratios of Nd ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  = 0.51137–0.513180) and Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  = 0.70393–0.78447). The Sulu-Tyube eclogites display isotope-geochemical features close to N-MORB, while those from the other sites are compositionally similar to E-type MORB or island arc basalts (IAB). The model ages  $T_{\text{Nd}}$ (DM) of eclogites vary between 1.95 and 0.67 Ga. The Sulu-Tyube eclogite yields the youngest age; it has the values of  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  (7.2) and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.70393) close to the depleted-mantle values. The crustal input to the protolith of the Kokchetav eclogites is evident on the  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ — $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  and  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ — $T$  plots. The eclogites make up a trend from DM to country rocks. Some eclogites from the Kulet, Kumdy-Kol, and Barchi localities display signs of partial melting, such as high Sm/Nd (0.65–0.51) and low  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$  (0.34–0.58) values. The equilibrium temperatures of these eclogites are higher than 850 °C. The geochemical features of eclogites testify to the possibility of the eclogite protolith formation in the tectonic setting of passive continental rift margin subducted to depths over 120 km.

*Continental subduction, eclogites, isotopes*

## ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время различают два типа конвергентных границ [Ernst, 2010]. На границах тихоокеанского типа происходит погружение океанической литосферы в мантию без участия сиалической коры. Конвергентные границы альпийского типа образуются, когда расходуется океаническая литосфера и в зону субдукции попадает выступ микроконтинента или островной дуги, который опускается под стабильную континентальную плиту. Выступ сиалического блока может погружаться на большие глубины.

В последнее время при исследовании орогенических поясов появились свидетельства того, что субдукция может быть полифазной или что эклогиты могут подвергаться повторному метаморфизму эклогитовой фации в зоне субдукции [Herwatz et al., 2011; Rubatto et al., 2011; Kirchenbaur et al., 2012; Cheng, Vervoort, 2015]. Эклогиты с геохимическими особенностями континентальных и океанических базальтов зафиксированы в зоне меланжа в орогене Хонган, образовавшемся при коллизии Северо-Китайского и Южно-Китайского блоков [Wu, Zheng, 2013; Cheng, Vervoort, 2015]. Показано, что эклогиты океанического и континентального типов подверглись одному и тому же эпизоду метаморфизма эклогитовой фации в перми.

Результаты численного моделирования процессов эксгумации высокобарических метаморфических пород показывают, что в субдукционном канале может происходить совмещение пород, эксгумированных с разных уровней [Gerya et al., 2002; Li, Gerya, 2009; Burov et al., 2014]. Таким образом, процессы в зоне субдукции имеют значительно более сложный характер, чем предполагалось ранее. В этой связи требуются более детальные изотопно-геохимические и геохронологические исследования эклогитов метаморфических комплексов для определения этапа перехода от океанической к континентальной субдукции.

В настоящее время имеется ряд работ [Шацкий и др., 1993; Shatsky et al., 1999; Yamamoto et al., 2002; Yui et al., 2010; Zhang et al., 2012], в которых приводятся результаты геохимических исследований эклогитов Кокчетавского массива, который согласно исследованиям Н.Л. Добрецова с соавторами, является субдукционно-коллизионной зоной [Добрецов и др., 2005, 2006; Буслов и др., 2015].

Ранее нами на основании изотопно-геохимических данных было высказано предположение, что в качестве протолитов эклогитов Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны могут рассматриваться базальты пассивных континентальных окраин [Шацкий и др., 1993].

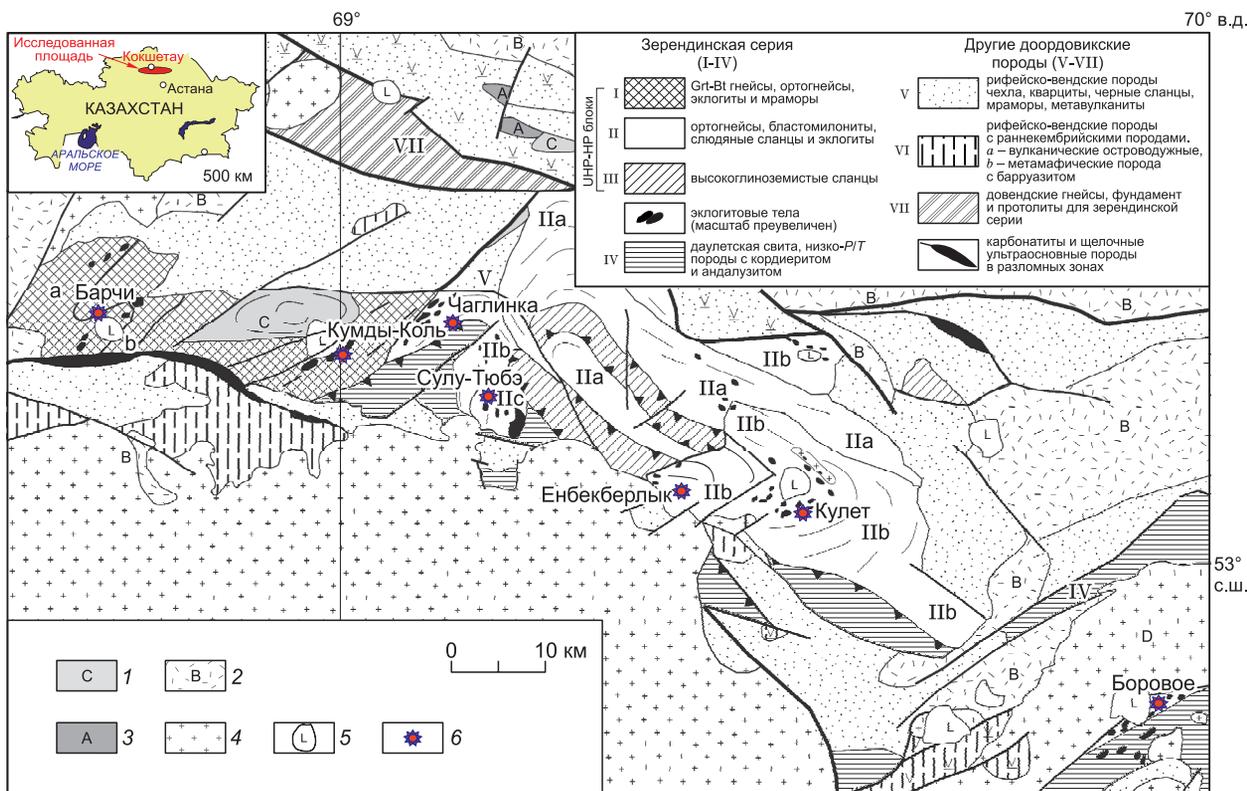
По результатам исследования редкоэлементного состава эклогитов участков Кулет и Кумды-Коль авторы работы [Yui et al., 2010] приходят к заключению, что в качестве их протолитов могут рассматриваться базальты океанического дна. В то же время отмечается, что несколько образцов показывают характеристики островодужных базальтов. К заключению о том, что геохимические характеристики эклогитов и амфиболитов Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны отвечают океаническим базальтам, ранее пришли Дж. Ямамото с соавторами [Yamamoto et al., 2002].

По мнению других авторов [Zhang et al., 2012], протолиты эклогитов участка Кулет имеют геохимические особенности пород континентальных окраин или внутриокеанических дуг. Авторы приходят к заключению, что, наиболее вероятно, протолиты образовались в условиях задугового бассейна.

Г. Масаго с соавторами [Masago et al., 2003] пришли к выводу, что низкие значения величин  $\delta^{18}\text{O}$  минералов эклогитов свидетельствуют о взаимодействии протолитов эклогитов с холодными метеорными водами. Согласно предложенной ими модели, протолиты эклогитов были эруптированы в обстановке, переходной от континентального рифта к океану, и подверглись инфильтрации холодными метеорными водами во время периода Snowball Earth (780—580 млн л.). Позднее протолиты эклогитов были тектонически совмещены с породами пассивной континентальной окраины до или в ходе субдукции. Таким образом, имеется неопределенность в трактовке геодинамической позиции протолитов эклогитов Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны.

В связи с этим нами проведены изотопно-геохимические исследования 20 образцов эклогитов с различных участков Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны. Кроме того, при обсуждении результатов исследования, использованы опубликованные ранее данные изучения Sm—Nd системы в эклогитах и вмещающих породах [Шацкий и др., 1993; Shatsky et al., 1999].

Геологическая позиция эклогитов Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны рассматривалась в ряде работ [Dobretsov et al., 1995; Shatsky et al., 1995; Theunissen et al., 2000; Kaneko et al., 2000; Maruyama, Parkinson, 2000; Shatsky, Sobolev, 2003; Zhang et al., 2012]. Н.Л. Добрецовым с коллегами [Dobretsov et al., 1995] зерендинская серия Кокчетавского метаморфического пояса была подразделена на четыре единицы. Породы первой единицы, обнажающиеся на участках Кумды-Коль и Барчи, представлены сланцами, гнейсами, эклогитами, кальций-силикатными и гранат-пироксеновыми породами, метаморфизованными при давлениях 40—60 кбар и температурах 780—1000 °С [Sobolev, Shatsky, 1990; Shatsky et al., 1995; Zhang et al., 1997; Maruyama, Parkinson, 2000]. Породы второй единицы, обнажающиеся на участках Сулу-Тюбе, Энбек-Берлык, Даулет, Сотниковка и Боровое, представлены главным образом пелитовыми сланцами и парагнейсами. На участке Кулет в гранатах из слюдяных сланцев и



**Рис. 1. Геологическая схема Кокчетавского метаморфического пояса [Dobretsov et al., 1995].**

Постметаморфические серии пород: 1 — силурийско-девонские и более молодые вулканические и осадочные породы; 2 — ордовикские островодужные комплексы; 3 — ордовикские бимодальные вулканические породы; 4 — палеозойские граниты и основные интрузивные породы; 5 — озера; 6 — места отбора проб.

гранат-фенгит-гальковых породах были установлены включения коэсита [Шацкий и др., 1998; Maruyama, Parkinson, 2000; Masago et al., 2000].

Таким образом, среди пород высоких и сверхвысоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны можно выделить эклогиты, эксгумированные, по крайней мере, с двух уровней [Dobretsov, Shatsky, 2004] (рис. 1). Породы западного блока были метаморфизованы при давлениях, отвечающих полю стабильности алмаза (участки Кумды-Коль, Барчинский), в то время как в восточном блоке давления метаморфизма достигали величин, отвечающих полю устойчивости коэсита (участки Кулет, Чаглинка, Сулу-Тюбе, Даулет, Боровое).

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Составы минералов анализировались на рентгеноспектральном микроанализаторе с электронным зондом Camebax-micro фирмы Cameca (Франция) в Аналитическом центре ИГМ СО РАН.

Главные элементы анализировались рентгенофлуоресцентным методом (РФА) на рентгеновском спектрометре Bruker S4 Pioneer. Концентрации элементов-примесей были измерены на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7500. Перечисленные выше исследования проводились на базе центра коллективного пользования изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН.

Пробы разлагали в смеси плавиковой, азотной и соляной кислот. Выделение элементов проводили в две стадии, на ионообменных смолах марки BioRad и LN-Eicrome. Анализ изотопного состава неодама и стронция выполнен в лаборатории геохимии изотопов ИГХ СО РАН с использованием многоколлекторного термоионизационного масс-спектрометра Finnigan MAT 262 Центра коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН. Определение концентраций рубидия, стронция, самария и неодама проводилось методом изотопного разбавления (ID). Для этого использовались растворы смешанных индикаторов  $^{85}\text{Rb}+^{84}\text{Sr}$  и  $^{149}\text{Sm}+^{150}\text{Nd}$ . Точность определения концентраций Rb, Sr, Sm и Nd составила  $\pm 0.5\%$  ( $2\sigma$ ). Среднее значение измеренного изотопного состава стандартного образца неодама JNd-1 ( $N = 25$ ) составило  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512109 \pm 12$  (2SE) при рекомендованном значении  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512110$ . Среднее значение измеренного изотопного состава стронция  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  стан-

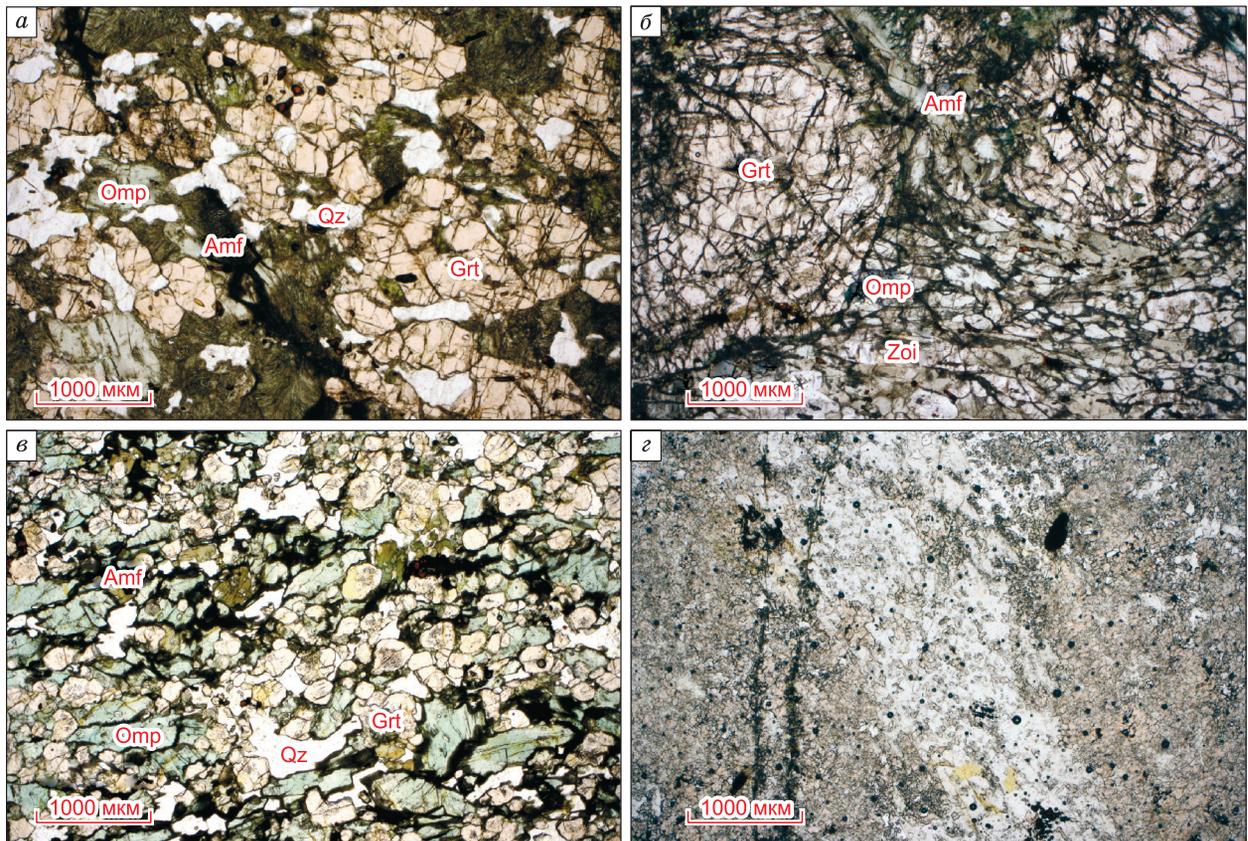
дартного образца NIST SRM-987 ( $N = 35$ ) составило  $0.710254 \pm 9$  (2SD) при рекомендованном значении  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710250$ . При расчете величин модельного возраста  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  использована модель деплетированной мантии [Michard et al., 1985] ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513114$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.222$ ).

## ПЕТРОГРАФИЯ ЭКЛОГИТОВ

На **участке Кумды-Коль** тела эклогитов встречаются в кианит-слюдяных сланцах, мигматизированных гранитогнейсах и алмазонасных метаосадочных породах [Shatsky, Sobolev, 2003]. Эклогит К-88-1, вмещающими породами для которого являются мигматизированные гнейсы, сложен гранатом, омфацитом и кварцем (табл. 1) (рис. 2, *а*). По омфациту интенсивно развивается пироксен-плаггиоклазовый симплектит. Температуры равновесия эклогитов этого участка, рассчитанные по гранат-пироксеновому геотермометру [Ellis, Green, 1979; Krogh-Ravna, 2000] лежат в интервале  $800\text{—}950\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

На **Барчинском участке** в разной степени амфиболитизированные будины эклогитов залегают среди гранат-мусковитовых и кианит-гранат-слюдяных сланцев (Б-11-25, 27, 28, 35, Л-03-28, Б-50-04), а также гранитогнейсов (Б-11-33, Л-03-23). Помимо амфибола в ряде эклогитов присутствует фенгит (Б-11-33, Л-03-28). Встречаются эклогиты с карбонатом (Б-50-04, Б-11-27). В ряде эклогитов наблюдаются прожилки, сложенные кварцем, омфацитом и амфиболом (Л-03-23, Б-24-04, Б-11-28). В наименьшей степени затронуты процессами регрессивного метаморфизма эклогиты Б-11-35 и Б-11-25. Представительные анализы минералов эклогитов приведены в табл. 1. Температуры равновесия эклогитов этого участка варьировали от  $650$  до  $840\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Широкий интервал вариаций температур равновесия ( $600\text{—}880\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) участка Барчинский приведен и в работе Г. Масаго [Masago, 2000].

Эклогиты большого тела **участка Сулу-Тюбе** (Ст-95-3, Ст-11-1), залегающие среди слюдяных сланцев и гнейсов, представлены разновидностями с порфиробластами граната (см. рис. 2, *б*). Минералы матрикса представлены омфацитом, амфиболом и цоизитом (см. табл. 1). В гранате присутствуют включения сфена, карбоната, цоизита и эпидота. Минеральная ассоциация включений свидетельствует, что в качестве протолита эклогитов выступали метабазиты эпидот-амфиболитовой фации. Расчетные температуры равновесия  $600\text{—}650\text{ }^{\circ}\text{C}$ .



**Рис. 2.** Структурные особенности эклогитов Кокчетавского метаморфического пояса:

*а* — крупнозернистый эклогит участка Кумды-Коль (К-88-1); *б* — крупнозернистый эклогит с порфиробластами граната участка Сулу-Тюбе (Ст-95-3); *в* — среднезернистый эклогит участка Чаглинка (Ч-3-03); *з* — мелкозернистый эклогит участка Кулет (Ку-89-23).

Таблица 1.

## Представительные анализы

Компо- нент	Б-11-26			Б-11-27						Б-11-33					
	Срх	Grт	Аmp	Аmp	Срх*	Срх с	Срх r	Grт с	Grт r	Grт	Рх1	Рх2	Рх3	Аmf	Рhe3
SiO <sub>2</sub>	55.5	38.4	45.5	46.6	55.2	55.0	55.3	38.4	38.5	39.1	55.0	54.6	54.6	49.4	49.2
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.11	0.58	0.35	0.24	0.18	0.18	0.08	0.06	0.10	0.12	0.19	0.18	0.48	0.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.15	20.9	14.0	12.7	8.28	7.70	8.48	21.1	21.0	21.5	8.76	9.04	8.88	13.2	28.7
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0.015	0.033	0.06	0.05	0.01	0.05	0.04	0.06	0.069	0.11	0.04	0.11	0.03	0.01
FeO	5.59	26.5	14.0	12.5	6.11	6.77	5.89	25.8	26.2	20.0	4.28	4.40	4.37	8.23	1.59
MnO	0.02	0.55	0.05	0.08	0.04	0.03	0.03	0.53	0.57	0.434	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02
MgO	8.73	4.49	10.4	12.4	9.32	9.41	9.26	5.16	5.19	6.93	9.87	9.78	9.96	12.7	3.63
CaO	14.3	8.64	8.69	9.88	15.9	15.7	15.4	9.02	8.58	11.3	16.5	16.4	16.6	8.11	0
Na <sub>2</sub> O	6.11	0.01	4.12	3.53	5.48	5.29	5.77	0.01	0.06	0.02	4.94	4.92	4.72	2.57	0.58
K <sub>2</sub> O	0	0.00	0.16	0.09	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.005	0.002	0.006	0	0.69	10.983
Сумма	99.54	99.58	97.58	98.17	100.59	100.07	100.36	100.20	100.22	99.43	99.52	99.35	99.40	95.40	95.67
Si	2.004	3.024	6.646	6.735	1.986	1.993	1.989	3.000	3.007	2.977	1.981	1.973	1.971	7.089	3.281
Ti	0.002	0.007	0.064	0.038	0.006	0.005	0.005	0.005	0.003	0.041	0.003	0.005	0.005	0.052	0.048
Al	0.389	1.936	2.414	2.160	0.351	0.329	0.360	1.940	1.932	1.896	0.372	0.385	0.378	2.236	2.258
Cr	0.000	0.001	—	—	0.001	0.000	0.001	0.003	0.004	—	0.003	0.001	0.003	—	—
Fe <sup>+2</sup>	0.132	1.685	1.718	1.514	0.132	0.154	0.120	1.633	1.650	0.159	0.124	0.125	0.130	0.988	0.000
Fe <sup>+3</sup>	0.037	0.057	—	—	0.051	0.051	0.058	0.053	0.061	0.063	0.005	0.008	0.002	—	0.089
Mn	0.000	0.037	0.006	0.009	0.001	0.001	0.001	0.035	0.038	0.042	0.000	0.001	0.001	0.003	0.001
Mg	0.469	0.526	2.276	2.660	0.500	0.508	0.496	0.601	0.604	1.123	0.530	0.526	0.536	2.707	0.361
Ca	0.554	0.728	1.361	1.529	0.611	0.609	0.594	0.754	0.718	1.732	0.637	0.633	0.642	1.247	0.000
Na	0.427	0.002	1.167	0.988	0.382	0.372	0.402	0.002	0.009	0.000	0.345	0.344	0.330	0.715	0.076
K	0.000	0.000	0.030	0.016	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.126	0.935
Сумма	4.014	8.003	15.681	15.649	4.023	4.023	4.026	8.025	8.026	8.0	4.001	4.001	3.999	15.162	7.048

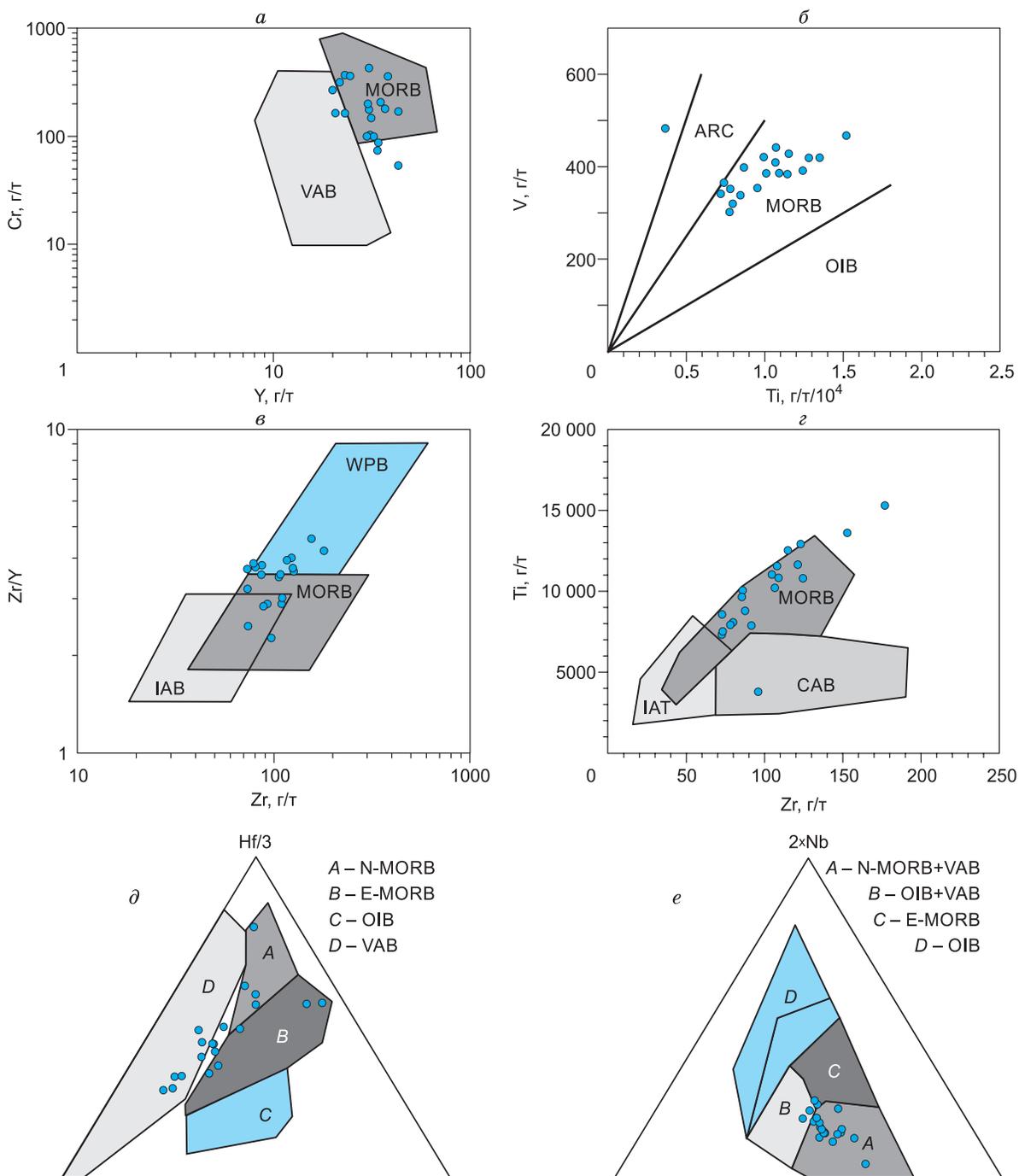
Компо- нент	Л-03-23							Б-50-04						
	Grт с	Grт r	Срх с	Срх r	Срх*	Срх*	Аmf	Grт с	Grт r	Срх	Срх*	Аmp	Сal	
SiO <sub>2</sub>	38.8	39.1	55.2	55.3	55.2	55.2	42.1	38.5	38.4	55.2	54.6	44.2	0	
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.06	0.17	0.16	0.18	0.18	0.35	0.11	0.04	0.15	0.11	0.37	0.02	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.3	21.5	8.551	9.77	10.00	9.88	15.1	21.1	21.2	8.56	8.58	13.5	0	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.031	0	0.02	0.015	0.008	0	0.031	0.09	0	0.02	0.03	
FeO	25.3	24.8	5.194	4.67	4.91	4.79	14.6	24.14	23.8	4.86	5.29	12.9	1.89	
MnO	0.58	0.57	0.039	0.03	0.05	0.031	0.099	0.55	0.51	0.02	0.04	0.05	0.19	
MgO	6.18	6.16	9.163	8.61	8.54	8.679	10.4	4.883	5.31	9.66	9.31	11.1	1.97	
CaO	7.79	8.33	15.67	14.9	14.6	15.2	10.8	10.543	10.18	16.2	15.9	10.4	62.5	
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.04	5.46	5.96	6.15	5.88	3.28	0.037	0.054	5.16	5.36	2.83	0.01	
K <sub>2</sub> O	0	0	0.00	0.001	0.001	0	0.25	0.007	0.007	0.00	0.00	0.52	0.00	
Сумма	100.015	100.67	99.43	99.39	99.69	99.87	96.932	99.92	99.501	99.87	99.17	95.94	66.59	
Si	3.011	3.013	1.996	1.992	1.985	1.982	6.279	3.003	2.998	1.986	1.986	6.582	—	
Ti	0.003	0.003	0.005	0.004	0.005	0.005	0.040	0.007	0.002	0.004	0.003	0.041	—	
Al	1.947	1.955	0.365	0.415	0.424	0.418	2.665	1.944	1.956	0.363	0.367	2.367	—	
Cr	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	—	0.000	0.002	0.003	0.000	—	—	
Fe <sup>+2</sup>	1.598	1.558	0.136	0.128	0.118	0.122	1.823	1.526	1.515	0.128	0.125	1.608	—	
Fe <sup>+3</sup>	0.049	0.041	0.021	0.013	0.030	0.022	—	0.049	0.040	0.018	0.036	—	—	
Mn	0.038	0.037	0.001	0.001	0.001	0.001	0.013	0.036	0.034	0.001	0.001	0.007	—	
Mg	0.716	0.707	0.494	0.462	0.458	0.464	2.305	0.568	0.618	0.518	0.504	2.466	—	
Ca	0.648	0.687	0.608	0.574	0.563	0.585	1.727	0.881	0.852	0.626	0.617	1.664	—	
Na	0.001	0.006	0.383	0.416	0.429	0.409	0.949	0.006	0.008	0.360	0.377	0.817	—	
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.048	0.001	0.001	0.000	0.000	0.099	—	
Сумма	8.012	8.009	4.009	4.004	4.013	4.009	—	8.021	8.026	4.007	4.016	15.651	—	

минералов из эклогитов (мас. %)

Ст 95-3								К- 88-1					
Grt c	Grt r	Cpx	Cal	Ep	Amp	Amp*	Tnt	Grt c	Grt r	Cpx c	Cpx r	Cpx simp	Pl simp
38.5	38.6	54.6	0	38.9	54.3	45.4	38.9	40.2	39.4	54.4	53.0	52.0	64.3
0.15	0.06	0.14	0.00	0.24	0.10	0.49	0.22	—	—	—	—	0.345	—
21.1	21.2	8.39	0.00	28.4	7.87	12.8	29.0	21.5	21.7	10.5	6.16	9.81	21.93
0.03	0.05	0.06	0.00	0.09	0.12	0.01	0.03	—	—	—	—	—	—
25.9	23.7	4.3	0.0	5.0	4.3	15.8	5.6	20.4	20.9	6.5	8.5	7.77	0.35
1.95	0.57	0.01	0.00	0.03	0.01	0.08	0.05	0.35	0.36	—	—	—	—
3.51	3.17	10.1	0.00	0.01	10.2	10.7	0.02	7.29	7.27	7.77	10.3	8.95	—
9.55	13.1	16.6	50.7	23.7	16.8	9.14	23.9	11.1	10.9	13.0	17.5	16.2	3.38
0	0.02	5.02	0	0	4.30	3.28	0	—	—	7.49	4.02	4.68	10.2
0.00	0	0	0.00	0.00	0.20	0.43	0.01	—	—	—	—	—	—
100.67	100.48	99.23	50.70	96.45	98.26	98.02	97.61	100.91	100.51	99.61	99.51	99.79	100.23
3.013	3.008	1.978	—	3.036	7.625	6.667	—	3.043	3.003	1.945	1.959	1.980	2.803
0.009	0.004	0.004	—	0.014	0.010	0.054	—	0.000	0.000	0.006	0.006	0.009	—
1.949	1.949	0.358	—	2.615	1.302	2.218	—	1.917	1.950	0.374	0.356	0.560	1.160
0.002	0.003	0.002	—	0.328	—	—	—	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	—
1.651	1.500	0.098	—	—	0.506	1.937	—	1.209	1.280	0.115	0.154	0.065	0.013
0.040	0.044	0.033	—	0.328	—	—	—	0.083	0.050	0.080	0.042	0.000	—
0.129	0.038	0.000	—	0.002	0.002	0.010	—	0.023	0.023	0.000	0.000	0.002	—
0.409	0.369	0.547	—	0.001	2.135	2.335	—	0.822	0.826	0.525	0.528	0.424	—
0.800	1.096	0.644	—	1.982	2.531	1.440	—	0.902	0.889	0.643	0.651	0.452	0.158
0.000	0.003	0.352	—	0.000	1.172	0.936	—	0.000	0.000	0.350	0.322	0.464	0.866
0.000	0.000	0.000	—	0.000	0.036	0.081	—	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	—
8.003	8.014	0.130	—	8.307	15.3178	15.6778	—	7.998	8.022	4.037	4.018	3.965	5.000
Ку-99-27						Ку-89-27							
Grt c	Grt r	Cpx C	Cpx r	Bt	Amp	Grt	Cpx	Ep	Ph				
38.3	38.6	55.3	54.0	38.1	40.5	39.3	54.5	39.3	49.9				
0.25	0.29	—	0.22	5.09	2.21	0.06	0.09	0.07	0.72				
21.9	21.5	8.971	8.34	14.4	14.7	21.8	6.27	30.8	26.9				
—	—	—	—	—	—	0.01	0.04	0.03	0.00				
21.1	21.7	5.87	6.45	13.5	15.7	22.7	4.61	2.20	1.60				
0.39	0.472	—	—	—	—	0.46	0.02	0.00	0.01				
5.64	5.35	8.98	9.78	15.3	9.31	5.96	11.3	0.00	3.86				
12.7	12.3	14.6	16.8	—	10.4	10.5	18.7	23.1	0				
—	—	5.97	4.58	—	2.89	0.01	3.47	0.00	0.26				
—	—	—	—	9.19	1.78	0.00	0	0.00	10.5				
100.284	100.132	99.658	100.164	95.521	97.445	100.84	98.96	95.57	93.80				
2.950	2.982	1.996	1.959	2.812	6.112	3.009	1.989	3.057	3.377				
0.015	0.017	0.000	0.006	0.282	0.251	0.003	0.002	0.004	0.037				
1.991	1.955	0.382	0.356	1.248	2.616	1.967	0.270	2.824	2.147				
0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	—	0.001	0.001	—	—				
1.358	1.405	0.134	0.154	0.830	0.000	1.424	0.141	—	0.091				
0.000	0.000	0.044	0.042	—	1.985	0.029	0.000	0.143	—				
0.025	0.031	0.000	0.000	0.000	0.000	0.030	0.001	0.000	0.001				
0.648	0.616	0.483	0.528	1.678	2.096	0.680	0.616	—	0.389				
1.051	1.017	0.566	0.651	0.000	1.676	0.860	0.731	1.927	0.000				
0.000	0.000	0.418	0.322	0.000	0.845	0.002	0.246	0.000	0.035				
0.000	0.000	0.000	0.000	0.865	0.343	0.000	0.000	—	0.908				
8.039	8.023	4.022	4.018	7.714	15.923	8.005	3.996	7.955	6.984				

Примечание. Аббревиатура минералов согласно [Whitney, Evans, 2010]; Б-11-26, 27, 33, Л-03-23, Б-50-04 — участок Барчинский; Ст-95-3 — участок Сулу-Тюбе; К-88-1 — участок Кумды-Куль; Ку-99-27, Ку-89-27 — участок Кулет. с — центр, г — край, simp — симплектит.

\* Включения в гранате.



**Рис. 3. Точки составов эклогитов Кокчетавского метаморфического пояса на дискриминантных диаграммах:**

*a* — Cr-Y диаграмма [Pearce, 1982]; *б* — Ti-V диаграмма [Shervais, 1982]; *в* — Zr/Y-Zr диаграмма [Pearce, Norry, 1979]; *г* — Ti-Zr диаграмма [Pearce, Cann, 1973]; *д* — Ta-Hf-Th диаграмма [Wood, 1980]; *е* — Nb-Zr-Y диаграмма [Meschede, 1986]. IAT — толеиты островных дуг, MORB — базальты срединно-океанических хребтов, CAB — кальций-щелочные базальты, WPB — внутриплитные базальты, E-MORB — обогащенный MORB, N-MORB — нормальный MORB, VAB — базальты вулканических дуг.

На участке Кулет эклогиты залегают среди гранат-мусковитовых и гранат-кианит-мусковитовых сланцев. Эклогит Ку-89-23 сложен тонкозернистым гранат-пироксеновым матриксом, который пересекают жилы кварца с цоизитом. Кроме того, присутствуют крупные порфиробласты цоизита и амфибола (см. рис. 2, з). Отдельные участки слагают крупные зерна кварца и омфацита. Основная масса эклогита Ку-97-1 сложена мелкозернистым клинопироксеном, в котором помещены более крупные кристаллы

**Рис. 4. Распределение РЗЭ в эклогитах Кокчетавского метаморфического пояса:**

*а, б, в* — нормированные на N-MORB [Sun, McDonough, 1988].

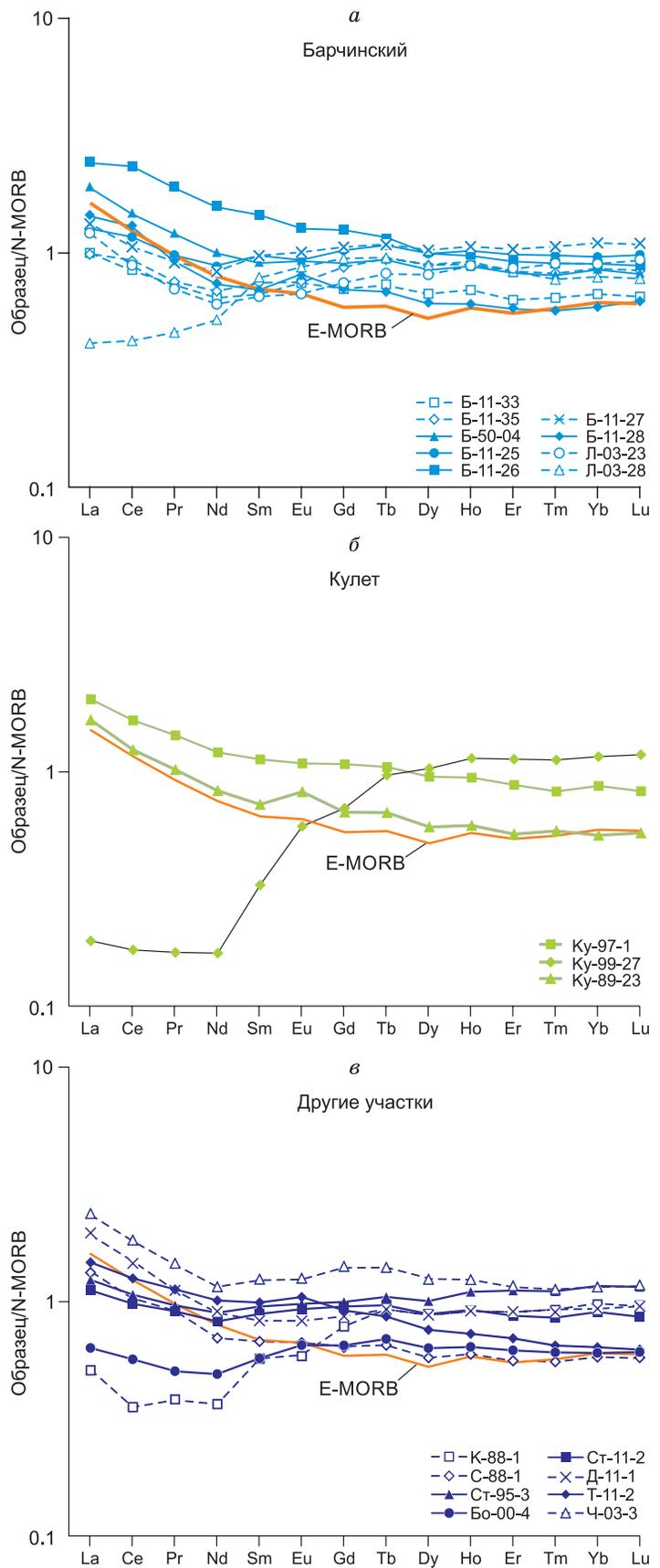
граната. Водосодержащие фазы отсутствуют, в то же время наблюдается интенсивное замещение рутила титанитом. Мы интерпретируем эти образцы как милонитизированные эклогиты, которые впоследствии были преобразованы на разных стадиях метаморфизма. В среднерзнернистом эклогите Ку-99-27 омфацит замещается пироксен-плагиоклазовым симплектитом. Температуры равновесия эклогитов участка Кулет варьируют от 760 до 860 °С. Ранее исследовались эклогиты этого участка, температуры равновесия которых не превышали 650 °С [Шацкий и др., 1989]. Вариации температур равновесия эклогитов участка Кулет в интервале от 650 до 860 °С получены японскими исследователями [Ota et al., 2000].

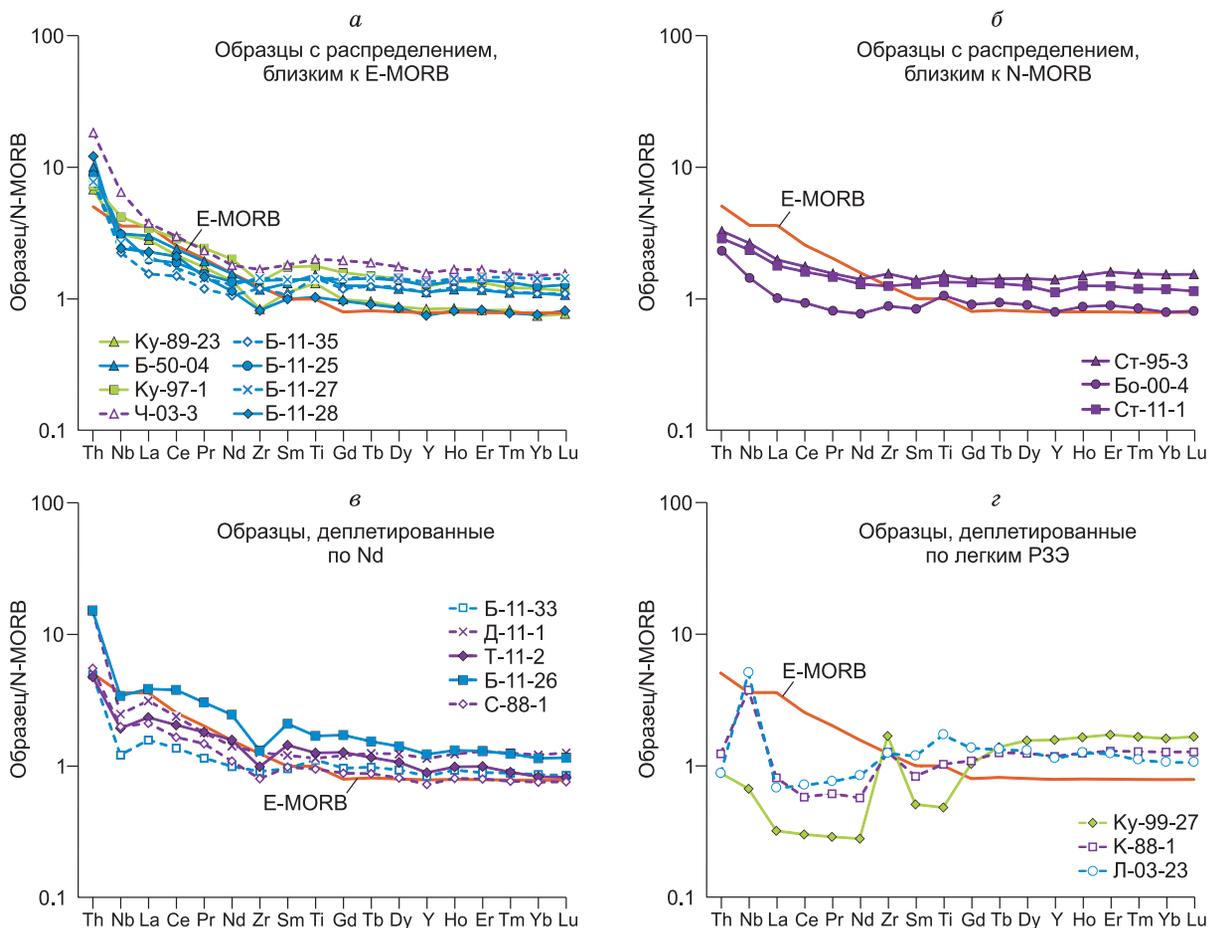
Таким образом, у эклогитов в пределах отдельных участков наблюдаются большие вариации в температурах равновесия. Причины этого будут рассмотрены ниже.

**ГЕОХИМИЯ ЭКЛОГИТОВ**

На обычно используемых дискриминантных диаграммах большинство проанализированных эклогитов Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны ложатся в поля N-MORB (табл. 2, рис. 3). Часть точек попадают в поле островодужных базальтов. Это согласуется с полученными ранее данными [Шацкий и др., 1993]. В то же время следует отметить, что, согласно [Li et al., 2015], на дискриминантных диаграммах наблюдается значительное перекрытие полей базальтов из разных геодинамических обстановок. Это обстоятельство затрудняет определение геодинамической обстановки, в которой образовывались протолиты эклогитов только на основании этих диаграмм. По мнению этих авторов, более информативным является характер распределения наименее мобильных некогерентных элементов. Поэтому в дальнейшем мы будем использовать главным образом характер распределения таких элементов.

На диаграмме, нормированной на N-MORB, эклогиты участка Барчинский (рис. 4, *а*) Б-11-25, 27, 33, 35, Л-03-23 показывают распределение, близкое к N-MORB, в то время как эклогиты Б-11-26, 28 и Б-50-04 обогащены редкими землями и близки к E-типу MORB. Эклогит Л-03-28 деплетирован легкими редкими землями относительно N-MORB.





**Рис. 5. Распределение наименее подвижных элементов в эклогитах Кокчетавского метаморфического пояса, нормированных на N-MORB [McDonough, Sun, 1995].**

Для сравнения показано распределение в E-MORB. а–г — пояснения см. в тексте.

На диаграмме, нормированной на N-MORB, эклогиты участка Кулет Ку-89-23, Ку-97-1 имеют отрицательный наклон от неодима до лантана (см. рис. 4, б). В то же время образец Ку-99-27, сильно деплетированный легкими РЗЭ, имеет крутой положительный наклон от диспрозия до неодима и ровное распределение от неодима до лантана.

Эклогиты участков Сулу-Тюбе (Ст-95-3, Ст-11-2) и Боровое (Бо-00-04) имеют характер распределения РЗЭ, близкий к N-MORB (см. рис. 4, в). Однако эклогит участка Боровое имеет величину Sm/Nd значительно больше хондритового. Ниже мы обсудим возможные причины высокого Sm/Nd отношения у ряда эклогитов.

Эклогит участка Кумды-Коль К-88-1 в значительной степени деплетирован легкими редкими землями  $(La/Yb)_N = 0.35$ . На диаграмме, нормированной на N-MORB, эклогит показывает положительный крутой наклон от тербия до неодима (см. рис. 4, в).

Эклогиты других участков в различной степени обогащены легкими РЗЭ  $(La/Yb)_N = 1.40—1.56$ . Эклогит С-88-1 имеет характер распределения, близкий к E-типу (см. рис. 4, в).

При метаморфизме наиболее инертное поведение, как правило, демонстрируют ниобий, титан и тяжелые редкие земли. В исследованных эклогитах отсутствует корреляция ниобия с ураном и торием и крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, Ba, K).

У эклогитов наблюдается корреляция иттрия с гольмием ( $R^2 = 0.995$ ), самария с неодимом ( $R^2 = 0.955$ ), тантала с ниобием ( $R^2 = 0.960$ ). В то же время коэффициент корреляции лантана с неодимом ниже (0.895). Цирконий коррелирует с гафнием ( $R^2 = 0.972$ ), в то же время коэффициент корреляции циркония с титаном и иттрием значительно ниже. Ниобий коррелирует с титаном (0.78). Корреляция циркония с титаном, если исключить из рассмотрения обр. Ку-99-7, выше (0.909).

Высокие значения коэффициентов корреляции наименее подвижных элементов свидетельствуют о принадлежности протолитов эклогитов к единой магматической серии. В пользу этого свидетельству-

Таблица 2.

## Содержания главных и рассеянных элементов в эколитах Кочетавского массива

Компо- нент	Ку-99-27	Ку-89-23	Ку-97-1	Б-11-25	Б-11-26	Б-11-27	Б-11-28	Б-11-33	Б-11-35	Б-50-04	Л-03-23	Л-03-28	К-88-1	Ст-95-3	St-11-1	Ст-88-1	Д-11-1	Т-11-2	Ч-03-3	Бо-00-4
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub> , мас. %	46.88	51.98	50.28	50.11	52.35	50.49	51.64	49.38	51.31	49.54	51.42	49.71	52.41	45.6	45	51.16	50.28	49.46	49.78	49.89
TiO <sub>2</sub>	0.54	1.26	1.89	1.58	1.85	1.56	1.09	1.17	1.48	1.53	1.68	1.01	1.09	1.62	1.48	1.00	1.31	1.35	2.21	1.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.61	14.39	13.6	13.84	13.22	13.98	14.87	15.55	14	14.12	14.37	14.3	15.03	15.23	15.5	14.78	13.3	15.1	13.83	14.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.43	14.78	15.18	15.71	14.89	17.03	15.07	13.64	14.68	13.95	15.68	14.5	15.2	14.21	13.58	13.16	15.07	12.9	17.84	12.59
MnO	0.244	0.244	0.232	0.249	0.226	0.264	0.245	0.208	0.23	0.214	0.268	0.218	0.236	0.285	0.22	0.225	0.232	0.197	0.237	0.201
MgO	7.033	6.874	6.50	6.92	6.07	6.28	7.34	8.18	6.71	6.98	6.80	7.21	6.29	7.32	8.47	7.41	6.42	8.06	5.27	7.80
CaO	13.24	11.41	11.32	10.46	10.1	9.6	9.62	10.41	10.65	11.45	9.15	11.12	9.36	14.58	14.21	11.61	10.52	12.65	9.84	11.69
Na <sub>2</sub> O	2.253	0.659	2.23	1.934	2.204	1.652	1.211	1.293	1.276	2.027	1.775	1.277	1.32	1.73	1.549	1.264	1.966	1.629	2.001	1.396
K <sub>2</sub> O	0.09	0	0	0	0	0	0	0.21	0	0.2	0	0.23	0.25	0.02	0.06	0.16	0.41	0.01	0.02	0.91
П.л.п	0.46	0.34	0.42	0.44	0.62	0.7	0.62	1.72	1.63	1.09	0.82	2.2	0.68	1	0.99	0.85	2.17	0.26	0.44	1.43
Сумма	101.78	101.93	101.65	101.25	101.52	101.56	101.70	101.76	101.97	101.10	101.96	101.78	101.86	101.60	101.06	101.62	101.68	101.62	101.46	101.50
Co, г/г	33	59	50	59	50	52	40	57	52	53	47	54	59	53	59	52	56	51	50	56
Cr	165	159	85	202	72	176	160	360	172	101	98	195	97	350	418	261	144	353	52	309
Cu	7	35	168	279	165	113	77	143	107	154	78	204	48	29	60	120	216	106	126	122
Ni	64	97	53	100	56	69	81	106	74	82	94	84	48	130	148	72	73	99	42	97
V	481	419	418	408	417	440	350	337	385	427	390	364	301	382	384	340	397	352	466	318
Zn	67	171	116	131	117	117	87	100	107	112	105	102	90	93	109	153	113	101	138	86
Ga	21.7	20.2	19.8	18.9	18.6	20.0	17.7	17.7	19.1	19.3	18.1	16.1	16.5	15.2	16.9	16.2	18.2	18.3	19.6	16.8
Cs	3.56	4.45	0.20	0.10	0.10	0.02	0.30	1.13	0.83	0.94	0.29	0.97	0.25	0.22	0.41	0.40	2.03	0.19	0.28	0.77
Rb	4.03	3.70	1.29	1.67	1.49	1.27	1.18	7.98	3.89	9.34	0.93	15.12	10.33	1.24	2.60	7.79	36.66	1.56	2.78	38.18
Ba	4.65	10.91	19.8	74.1	5.1	24.7	8.4	53.7	31.7	34.2	10.2	33.7	77.9	71.7	20.8	25.7	76.6	12.4	29.6	51.1
Th	0.10	0.81	0.87	1.04	1.80	0.93	1.45	0.59	0.94	1.20	0.10	1.18	0.15	0.39	0.34	0.66	1.81	0.57	2.20	0.27
U	0.07	0.20	0.32	0.43	0.82	0.67	0.44	0.21	0.38	0.27	0.36	0.26	0.94	0.29	0.19	0.22	0.67	0.16	0.67	0.14
K	747	0	0	0	0	0	0	1743	0	1660	0	1909	2075	166	498	1328	3404	83	166	7554
Nb	1.26	6.36	7.84	5.60	6.40	4.77	4.41	2.43	4.35	6.21	8.97	3.21	7.31	5.07	4.57	3.39	4.52	3.51	11.14	2.81
Ta	0.10	0.45	0.66	0.50	0.53	0.43	0.38	0.18	0.34	0.47	0.76	0.30	0.57	0.40	0.35	0.33	0.39	0.31	1.07	0.22
La	0.79	6.97	8.54	4.93	9.55	5.19	5.66	3.90	3.85	7.49	1.61	4.73	2.00	4.88	4.40	5.24	7.75	5.80	9.37	2.49
Ce	2.23	15.99	21.39	14.03	28.11	12.76	15.72	10.17	11.11	17.82	5.07	10.64	4.29	12.99	11.87	12.31	17.7	15.2	22.3	6.87
Pb	1.43	9.44	4.35	4.12	2.53	1.83	1.74	1.78	1.47	3.66	1.95	2.82	1.57	1.32	2.04	3.73	19.04	8.48	12.83	3.19
Pr	0.38	2.27	3.19	2.03	3.98	1.88	1.93	1.51	1.57	2.53	0.95	1.46	0.80	2.02	1.91	1.94	2.34	2.37	3.06	1.06
Sr	10.43	212	73	49	74	23	60	85	43	53	71	67	51	82	128	69	126	141	50	95
P	175	437	764	672	886	550	327	362	559	607	520	301	358	860	345	345	441	445	891	362
Nd	2.02	9.96	14.53	9.78	17.73	9.30	8.30	7.19	7.69	11.26	5.81	6.76	4.12	10.13	9.29	7.90	10.26	11.43	13.08	5.53

	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Zr	95	85	152	123	122	108	77	72	103	120	114	72	90	107	105	71	86	84	176	79
Hf	2.23	2.04	3.99	3.31	3.25	2.93	2.14	1.96	2.82	3.03	3.11	2.05	2.54	2.78	2.78	1.92	2.49	2.33	4.74	2.19
Sm	1.32	2.92	4.55	3.65	5.46	3.65	2.61	2.50	2.80	3.43	2.96	2.44	2.16	3.61	3.36	2.56	3.14	3.76	4.73	2.17
Eu	0.84	1.18	1.56	1.24	1.71	1.34	1.07	1.00	1.01	1.24	1.16	0.89	0.79	1.32	1.25	0.90	1.12	1.41	1.70	0.88
Ti	3627	9892	13455	10641	12763	10674	7765	8411	10880	11489	12377	7358	7719	11398	10055	7156	8631	9489	15151	7921
Gd	3.76	3.61	5.80	5.14	6.27	5.31	3.53	3.52	4.36	4.60	4.75	3.74	3.97	5.05	4.83	3.23	4.38	4.64	7.16	3.29
Tb	0.92	0.64	1.00	0.95	1.02	0.96	0.60	0.65	0.83	0.84	0.85	0.72	0.83	0.94	0.86	0.58	0.83	0.77	1.25	0.62
Dy	6.99	3.93	6.45	6.27	6.37	6.49	3.87	4.22	5.58	5.37	5.61	5.10	5.61	6.40	5.64	3.67	5.58	4.83	7.94	4.03
Y	43.6	23.3	34.5	35.4	34.1	37.3	20.8	23.3	30.9	31.3	30.1	30.5	32.6	38.6	30.9	20.1	31.7	24.8	43.5	21.9
Ho	1.65	0.85	1.36	1.37	1.32	1.43	0.81	0.93	1.23	1.18	1.20	1.19	1.25	1.49	1.25	0.81	1.24	0.99	1.68	0.87
Er	5.06	2.42	3.94	4.10	3.83	4.32	2.43	2.63	3.48	3.44	3.47	3.59	3.80	4.69	3.66	2.35	3.82	2.93	4.91	2.61
Tm	0.75	0.37	0.55	0.61	0.56	0.66	0.35	0.40	0.51	0.50	0.48	0.56	0.58	0.70	0.54	0.35	0.57	0.41	0.71	0.38
Yb	4.86	2.24	3.65	3.75	3.47	4.30	2.30	2.61	3.33	3.34	3.07	3.50	3.84	4.60	3.56	2.28	3.68	2.51	4.55	2.38
Lu	0.75	0.35	0.52	0.58	0.52	0.65	0.37	0.38	0.50	0.48	0.46	0.55	0.57	0.69	0.51	0.34	0.57	0.37	0.70	0.36

Примечание. Ку-99-27, Ку-89-23, Ку-97-1 — участок Кулет; Б-11-26, 27, 33, 35, Б-50-04, Л-03-23, 28 — участок Барчинский; К-88-1 — участок Кумды-Коль; Ст-95-3, Ст-11-1 — участок Сулу-Тюбе; С-88-1 — участок Сотниковка; Д-11-1 — участок Даулет; Г-11-2, Ч-03-3 — участок Чаглинка; Бо-00-4 — участок Боровое.

ет и имеющаяся зависимость между содержанием суммы редкоземельных элементов и величиной магнетиальности. Отношение Nb/Ta (10.2—14.0) ниже среднемантийного (17). В то же время наблюдается высокий коэффициент корреляции ниобия с танталом. Это может рассматриваться в качестве свидетельства того, что процесс фракционирования ниобия и тантала был единым для всей серии эклогитов, после чего эти элементы демонстрировали инертное поведение. На мультиэлементной диаграмме наименее подвижных элементов четыре образца имеют распределение, близкое к E-типу (Ку-89-23, Б-50-04, Ку-97-1, Ч-03-3) (рис. 5, а). Три эклогита демонстрируют распределение, близкое к N-MORB (Ст-95-3, Ст-11-1, Бо-00-4) (см. рис. 5, б). У шести образцов наблюдается деплетирование по ниобию (Б-11-33, Д-11-1, Т-11-2, Б-11-26, С-88-1) (см. рис. 5, в). Остальные эклогиты занимают промежуточное положение.

На участках Кулет, Кумды-Коль и Барчинский встречаются эклогиты, по нашему мнению, претерпевшие этап частичного плавления. Об этом свидетельствует высокая величина отношения Sm/Nd (0.65—0.51) и низкие величины отношений  $(La/Sm)_N$  (0.34—0.58). Температуры равновесия этих эклогитов больше 850 °С, согласно геотермометру Эллиса и Грина [Ellis, Green, 1979], и больше 800 °С, согласно геотермометрам [Krogh-Ravna, 2000; Nakamura, 2009]. Образцы эклогитов контаминированы коровым компонентом, о чем свидетельствуют положительные аномалии по свинцу у всех эклогитов и обогащенность легкими редкими землями. Разная степень обогащенности эклогитов легкими редкими землями может свидетельствовать о разной степени контаминации коровым компонентом.

### ИЗОТОПЫ НЕОДИМА И СТРОНЦИЯ

Эклогиты характеризуются широкими вариациями отношения  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  (0.1307—1.2189) и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.70393—0.78447) (табл. 3). В то же время отсутствует зависимость между величиной отношения  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и изотопным составом стронция. Наиболее близкое значение отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  к N-MORB имеет эклогит Сулу-Тюбе (Ст-95-3).

Эклогиты демонстрируют большой разброс в величинах  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (см. табл. 3). С учетом опубликованных ранее данных [Шацкий и др., 1993; Shatsky et al., 1999], величина этого отношения лежит в интервале от 0.367 до 0.143. На графике в координатах  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (рис. 6, а) эклогиты не показывают линейную зависимость изотопного состава неодима от величины  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ . Это может свидетельствовать о том, что Sm-Nd система была нарушена в ходе одного из этапов в истории эклогитов или протолиты эклогитов образовались из разных источников.

Таблица 3.

## Sr-Nd изотопные данные для эклогитов Кокчетавского массива

Образец	Sr	Rb	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	2σ	Sm	Nd	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	2σ	ε <sub>Nd</sub> (670)	T <sub>DM</sub> (Ga)
Ку-99-27	10.4	4.03	0.8792	0.74096	0.00001	1.4	2.3	0.3665	0.512895	0.000005	-9.5	—
Ку-97-1	64.7	1.1	0.0515	0.71779	0.00002	4.52	15.53	0.1770	0.512769	0.000006	4.8	1.17
Ку-89-23	46.9	7.5	0.4725	0.72741	0.00001	2.96	10.65	0.1684	0.512519	0.000007	0.1	1.69
Б-11-26	73.8	1.49	0.4106	0.72479	0.00003	5.37	18.9	0.1725	0.512752	0.000007	4.3	1.12
Б-11-27	23.0	1.27	0.5742	0.77279	0.00003	3.62	9.9	0.2221	0.512623	0.000004	-2.5	—
Б-11-33	85.4	7.98	0.4691	0.72538	0.00005	2.42	7.1	0.2069	0.51294	0.000013	5.0	1.76
Б-50-04	46.9	7.5	0.4725	0.72741	0.00001	3.63	12.6	0.1755	0.512732	0.000010	3.7	1.25
К-88-1*	50.5	10.3	0.8173	0.76504	0.00003	2.23	4.5	0.3030	0.512548	0.000009	-12.5	—
С-88-1	69.0	7.79	0.5926	0.72048	0.00004	2.43	8.3	0.1788	0.512712	0.000015	3	1.42
Ст-95-3	82.2	1.24	0.2402	0.70393	0.00002	3.57	11	0.1979	0.513009	0.000006	7.2	0.67
Бо-00-4	95.4	38.2	1.2189	0.72376	0.00001	2.11	5.46	0.2341	0.512984	0.000007	3.5	—
Л-03-23	70.6	0.93	0.5097	0.73267	0.00001	3.16	6.3	0.3034	0.512876	0.000014	-4.5	—
Л-88-5*	—	—	—	—	—	6.36	20.34	0.1893	0.512785	0.000012	3.5	1.53
Ст-89-1*	—	—	—	—	—	2.39	6.89	0.2097	0.513098	0.000010	7.9	—
Ст-84-6*	—	—	—	—	—	3	6.184	0.2932	0.513180	0.000030	2.3	—
88-11*	—	—	—	—	—	5.676	19.149	0.1792	0.512570	0.000010	-0.2	1.93
К-82-03*	53.36	1.4	0.08	0.753	0.00004	4.193	14.556	0.1741	0.512810	0.000020	5.3	0.97
86-465*	80.79	1.8	0.06	0.7143	0.00002	3.73	12.816	0.1759	0.512850	0.000030	5.9	0.87
Ма-88-2*	—	—	—	—	—	0.992	4.07	0.1473	0.512549	0.000009	2.5	1.15
Т-88-1*	—	—	—	—	—	8.49	27.3	0.1880	0.512677	0.000011	1.5	1.95
Т-84-5*	—	—	—	—	—	4.345	13.76	0.1910	0.512900	0.000020	5.6	1.05
Ку-87-9*	—	—	—	—	—	4.289	18.03	0.1430	0.512338	0.000015	-1.3	1.49

Примечание. Ку-99-27, Ку-89-93, Ку-97-1, Ку-87-9\* — участок Кулет; Б-11-26, 27, 33, Л-03-23, Б-50-04, Л-88-5\* — участок Барчинский, К-88-1\*, 88-11\*, К-82-03\*, 86-465\* — участок Кумды-Коль; Ст-95-3, Ст-89-1\*, Ст-84-6\* — участок Сулу-Тюбе; Бо-00-04, Ма-88-2\* — участок Боровое; Т-88-1\*, Т-84-5\* - участок Чаглинка; С-88-1 — участок Сотниковка. Модельный возраст T<sub>DM</sub> рассчитан согласно модели [Michard et al., 1985].

\* Данные из [Шацкий и др., 1993; Shatsky et al., 1999].

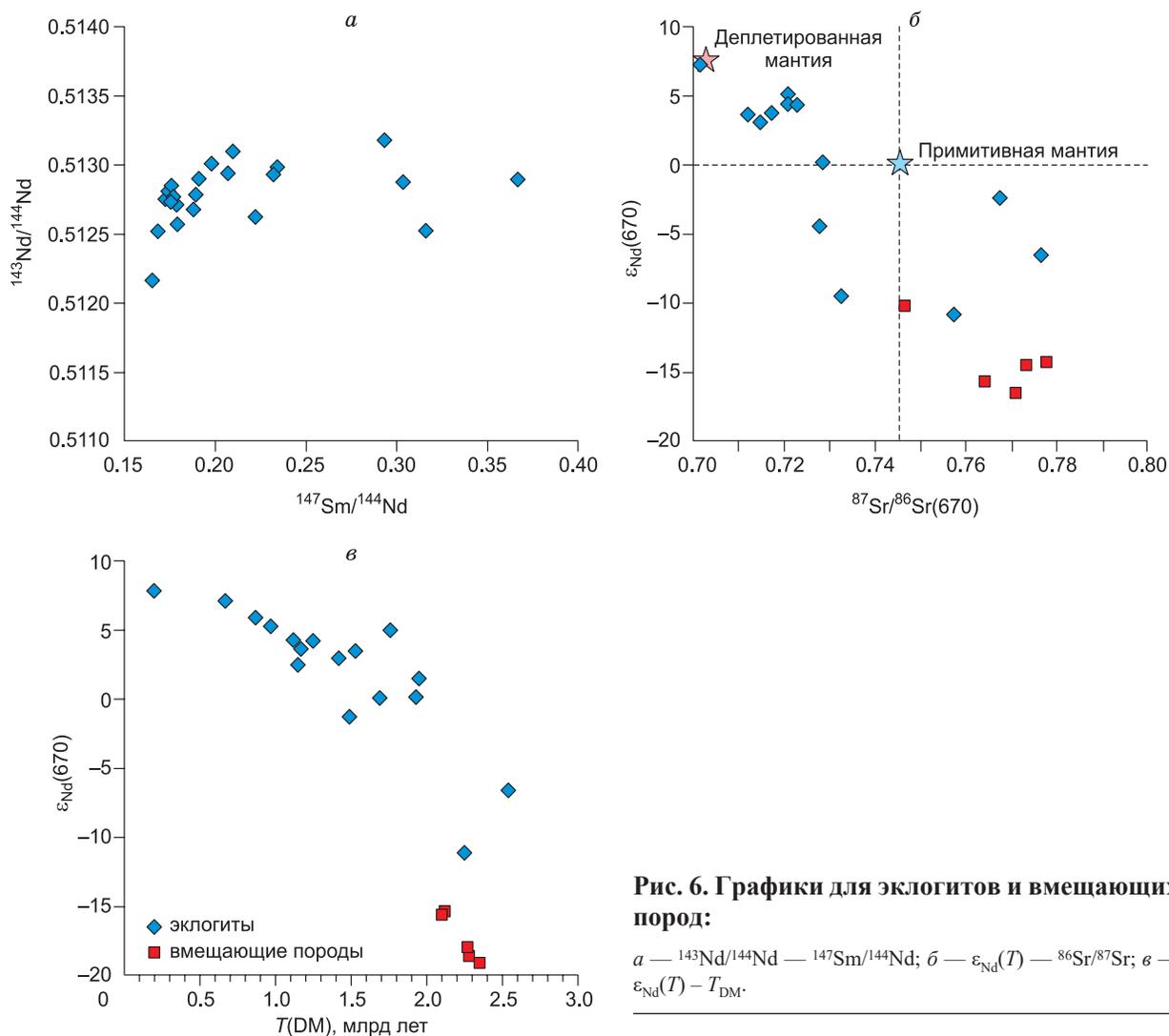
На графиках в координатах ε<sub>Nd</sub>(T)—<sup>86</sup>Sr/<sup>87</sup>Sr (см. рис. 6, б), где показаны образцы, для которых был определен изотопный состав стронция, точки образуют тренды, которые могут интерпретироваться как результат контаминации протолитов эклогитов вмещающими породами. Величина ε<sub>Nd</sub>(670) у эклогитов варьирует от -12.5 до +7.9 (см. табл. 3). На участке Барчинском эти вариации составляют от +5 до -2.5. На участке Кумды-Коль от -12.5 до +5.9.

На рис. 6, в в координатах ε<sub>Nd</sub>(T)—T<sub>DM</sub> показаны эклогиты, у которых величина отношения <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd позволила оценить модельный возраст. Вариации модельных возрастов (T<sub>DM</sub>) эклогитов лежат в интервале 1.95—0.67 млрд лет (см. табл. 3; рис. 6, в). Наименьшее значение возраста имеет эклогит участка Сулу-Тюбе (670 млн лет). Этот эклогит характеризуется распределением несовместимых элементов и изотопными отношениями неодима и стронция, близкими к N-MORB. Эклогит участка Кумды-Коль (86-465) имеет модельный возраст 870 млн лет (см. табл. 3). На основании этих данных мы принимаем возраст протолитов, равным 670 млн лет. Как и на рис. 6, б, эклогиты образуют тренды, от эклогита Сулу-Тюбе, имеющего характеристики изотопного состава, близкие к деплетированной мантии в сторону вмещающих пород. У наиболее деплетированных в отношении ЛРЗЭ эклогитов величины Sm/Nd отношений выше, чем у деплетированной мантии, в то же время величины ε<sub>Nd</sub>(670) значительно ниже ε<sub>Nd</sub>(T) деплетированной мантии (см. табл. 3).

Большие значения величин Sm/Nd отношений и деплетирование ряда эклогитов относительно N-MORB ЛРЗЭ может свидетельствовать о процессе плавления в зоне субдукции в присутствии граната. При этом только отдельные образцы эклогитов показывают геохимические свидетельства плавления.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Свидетельства плавления.** Ранее нами было показано, что алмазоносные метаосадочные породы Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны испытали этап частичного плавления [Shatsky et



al., 1999; Шацкий и др., 2015]. Геохимические данные, по нашему мнению, свидетельствуют о том, что часть эклогитов Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны также испытала этап частичного плавления. Эти эклогиты характеризуются высокой величиной отношения Sm/Nd. В то же время следует принимать во внимание, что высокая величина Sm/Nd отношения может быть следствием того, что анализируемые образцы не представляют валовой состав породы [Jahn, 1999]. Возможно, для анализа была взята часть образца, обогащенного гранатом. Однако в этом случае содержание главных элементов должно отличаться у этих образцов и других эклогитов, кроме того, такие образцы должны быть обогащены тяжелыми редкими землями. У деплетированных эклогитов этого не наблюдается.

Эклогиты с участков Кулет (Ку-99-27), Кумды-Коль (К-88-1) и Барчинский (Л-03-23) деплетированы относительно N-MORB легкими редкими землями, а также торием. В то же время содержания циркония и гафния у них сопоставимы с другими эклогитами. У двух эклогитов содержание ниобия также близко к недеплетированным эклогитам. Только эклогит Ку-99-27 деплетирован относительно ниобия. Эти данные свидетельствуют, что циркон и рутил были релитовыми фазами.

Близкий к деплетированным эклогитам Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны тип распределения редкоземельных элементов встречается достаточно редко и установлен в эклогитах из ряда метаморфических комплексов [Bernard-Griffiths et al., 1991; Zhang et al., 2017]. Предполагается, что деплетирование редкими легкими землями может быть следствием метаморфической дифференциации, которая приводит к появлению слоев, обогащенных гранатом. Деплетирование легкими редкими землями также может быть связано с разрушением акцессорных минералов, таких как алланит, в условиях открытой системы. Как уже говорилось выше, обогащение гранатом должно приводить к изменению содержания главных элементов. Деплетированные образцы в этом случае должны характеризоваться низким содержанием  $\text{SiO}_2$ . В то же время обр. К-88-1, напротив, имеет наиболее высокое содержание  $\text{SiO}_2$ .

Разложение алланита также не может быть причиной деплетирования изученных эклогитов, поскольку в исследованных нами недеплетированных образцах эклогитов алланит не был идентифицирован.

**Свидетельства контаминации протолитов эклогитов коровым материалом.** Как было показано выше, эклогиты Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны характеризуются значительными вариациями в содержании и характере распределения некогерентных элементов, а также изотопного состава Nd и Sr. Эклогиты участка Сулу-Тюбе по геохимическим характеристикам наиболее близки к базальтам N-MORB, в то же время базальты других участков демонстрируют особенности E-типа базальтов и базальтов островных дуг.

Вариации редкоэлементного и изотопного состава базальтов могут объясняться частичным плавлением гетерогенной сублитосферной мантии [Jourdan et al., 2007, 2009], контаминацией магм, происходящих из сублитосферных плюмов или магм, имеющих геохимические характеристики источников N-MORB, при подъеме через сублитосферную мантию и земную кору [Neumann et al., 2011].

При дегидратации океанических базальтов в зоне субдукции наблюдается сильное фракционирование K, Rb, Ba. В то же время такие элементы, как Th, Nb, Ti, Zr, Nd, Sm не показывают значительного фракционирования [Chalot-Prat et al., 2003; Spandler, 2004]. Согласно экспериментальным данным, при давлениях, которые достигаются в земной коре, водные флюиды характеризуются низкими концентрациями растворенных компонентов [Kessel et al., 2005a; Hermann, Spandler, 2008; Hermann, Rubatto, 2009]. При повышении давления растворимость элементов в расплаве и суперкритическом флюиде резко возрастает [Kessel et al., 2005 a,b]. Водонасыщенный солидус базальтов, по экспериментальным данным, лежит между 750 и 900 °C [Kessel et al., 2005b]. При давлениях между 3.5 и 5.0 ГПа достигается вторая критическая точка [Kessel et al., 2005b].

Таким образом, при обсуждении полученных изотопно-геохимических данных, необходимо рассматривать не только возможность контаминации магмы континентальной корой, но и возможность взаимодействия эклогитов с суперкритическими флюидами или расплавами в субдукционном канале [Zheng, 2012; Xiao et al., 2016].

Авторы работы [Fodor, Wetter, 1984] при исследовании базальтов пассивной окраины юго-востока Бразилии, знаменующих переход от континентальной к океанической литосфере в ходе открытия Южного Атлантического океана, установили среди них базальты P-, T- и N-MORB типов. По мнению авторов, вариации состава базальтов объясняются гетерогенностью мантии, представляющей смесь в различных пропорциях, деплетированного N-MORB и P-MORB резервуаров. Плавление мантии на различных глубинах приводит к вариациям состава базальтов. Кроме того, ряд базальтов были контаминированы коровым компонентом.

Е. Неуманн с соавторами [Neumann et al., 2011] объясняют вариации состава силлов и даек базальтов бассейна Карро (Южная Африка) несколькими стадиями ассимиляции и фракционной кристаллизации. Допускается, что литосферная мантия была метасоматизирована в ходе раннего орогенного цикла. Поднимающаяся магма, изначально имеющая характеристики N-MORB, взаимодействуя с породами континентальной мантии, приобретает слабые признаки островодужных магм. Магма, внедрившаяся в нижнюю кору в разной степени контаминируется коровыми породами с островодужными геохимическими особенностями.

Установлены [Berger et al., 2014] значительные вариации в редкоэлементном и изотопном составе неопротерозойских эклогитов из зоны субдукции континентального типа в Панафриканском орогенном поясе (Tuareg Shield). Ряд эклогитов имеют изотопные характеристики, близкие к деплетированной мантии, в то же время другие протягиваются в сторону древнего корового компонента. По мнению авторов, присутствие корового компонента может объясняться либо ассимиляцией в ходе внедрения в кору, либо может быть следствием смешения деплетированного мантийного компонента с древним радиогенным рециклированным коровым компонентом. Проведенные авторами расчеты показали, что при ассимиляции коры необходимо допускать добавление 30 %-го фельзического материала. В этом случае эклогиты должны содержать 56 % SiO<sub>2</sub>. В то же время в изученных ими эклогитах содержание SiO<sub>2</sub> не превышает 49 %. При втором сценарии добавление 2 % контаминанта к мантийному источнику ведет к незначительному увеличению SiO<sub>2</sub>. Авторы приходят к заключению, что протолиты базальтов происходят из обогащенного мантийного источника, характерного для субконтинентальной литосферной мантии.

Эклогиты субдукционно-коллизийной зоны характеризуются значительными вариациями в содержании и характере распределения наименее подвижных некогерентных элементов (см. рис. 5). Как уже упоминалось выше, ряд эклогитов демонстрируют отрицательную аномалию по ниобию. На графике в координатах Th/Yb—Nb/Yb [Pearce, 2008] только три эклогита ложатся в поле последовательности MORB-OIB (рис. 7). Остальные эклогиты ясно демонстрируют коровую контаминацию.

Наиболее сильно по распределению некогерентных элементов и изотопным характеристикам выделяются эклогиты, деплетированные легкими редкими землями (Ку-99-27, С-88-1 и Л-03-23). Эти эклогиты имеют самые высокие отношения Sm/Nd и наиболее низкие величины  $\epsilon_{Nd}(670)$ . Причины не-

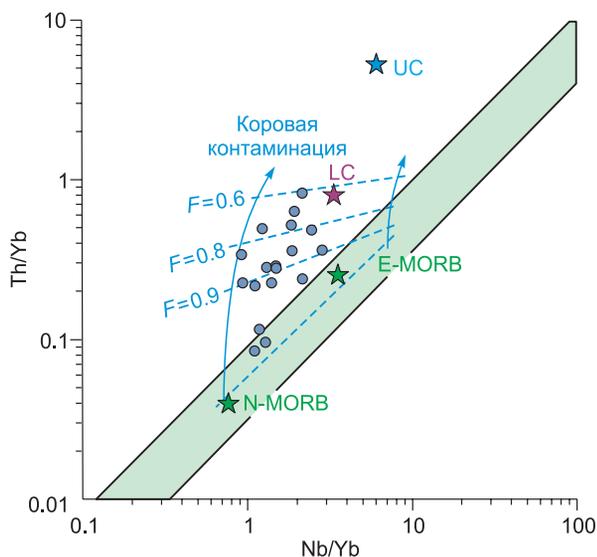


Рис. 7. Th/Yb—Nb/Yb диаграмма, использующая Th/Nb отношение как индикатор коровой контаминации.

обычных изотопно-геохимических характеристик этих эклогитов будут обсуждаться ниже. Если исключить их из рассмотрения на первом этапе, то вариации  $\epsilon_{Nd}(670)$  других эклогитов лежат в интервале  $-2.5...+7.9$ . Эклогиты участка Сулу-Тюбе по изотопно-геохимическим характеристикам близки к базальтам N-MORB, в то же время эклогиты других участков демонстрируют особенности E-типа базальтов и базальтов островных дуг. В этой связи следует отметить, что океаническая кора задуговых бассейнов также демонстрирует гетерогенность [Spandler et al., 2004].

Исходя из изложенного выше, предполагаются два объяснения вариаций изотопного состава неодима эклогитов. Либо их протолиты происходят из различных источников — деплетированного и обогащенного, либо протолиты эклогитов Кокчетавского массива были в разной степени контаминированы палеопротерозойской или архейской континентальной корой. На диаграммах в координатах  $\epsilon_{Nd}(670)$ — $T_{DM}$  и  $\epsilon_{Nd}(670)$ — $^{87}Sr/^{86}Sr(670)$ , где использованы как новые, так и опубликованные ранее данные [Шацкий и др., 1993; Shatsky et al., 1999], эклогиты образуют тренды, протягивающиеся в сторону вмещающих пород (см. рис. 6). Поэтому мы можем предполагать, что вариации изотопно-геохимических характеристик эклогитов обусловлены ассимиляцией базитовыми расплавами вмещающих пород. Поскольку эклогит Ст-95-3 имеет изотопно-геохимические характеристики, наиболее близкие к N-MORB, мы приняли, что протолиты других эклогитов образовались при контаминации магмы, имеющей изотопно-геохимические характеристики этого эклогита.

Проведенные расчеты показывают, что для образования протолита эклогита Б-11-27, характеризующегося наименьшим значением величины  $\epsilon_{Nd}(670)$   $-2.5$ , требуется добавление 10 %-го контаминанта, имеющего характеристики вмещающего гранитогнейса (88-4) или 17 %-го слюдяного сланца (Ку-83-24) [Shatsky et al., 1999, табл. 5]. Для других эклогитов эта величины значительно меньше. Добавление 10 %-го фельзического компонента с содержанием 71 %  $SiO_2$  к протолиту, содержащему 46 %  $SiO_2$ , приводит к увеличению содержания  $SiO_2$  в эклогите до 48.5 %, а при добавлении 17 % эта величина составляет 50.3 %. Содержание  $SiO_2$  в исследованных эклогитах варьирует от 52.4 до 45 %. Следовательно, мы имеем основания допускать контаминацию расплавов основного состава коровым компонентом.

Сложнее обстоит дело с эклогитами, деплетированными легкими редкими землями и имеющими высокие величины отношения Sm/Nd (Ку-99-27, К-88-1, Л-03-23, см. табл. 3). В настоящее время нет точного определения времени этапа деплетирования этих эклогитов. Наиболее вероятно, что этап деплетирования отвечает времени эксгумации. Ранее на основании исследования цирконов алмазоносных пород было показано, что время эксгумации алмазоносных пород Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны не превышает 6 млн лет. С учетом результатов определения возраста эклогитов Sm-Nd методом [Shatsky et al., 1999,  $535 \pm 3$  млн лет] мы приняли, что возраст этапа деплетирования составляет 530 млн лет.

Рассчитанные значения  $\epsilon_{Nd}(530)$  деплетированных эклогитов лежат в интервале от  $-10.3$  до  $-2.6$ . Однако мы не можем рассчитать необходимое количество контаминанта, поскольку в ходе плавления был модифицирован редкоэлементный состав этих пород. Можно предполагать, что либо протолиты деплетированных эклогитов образовались при плавлении обогащенной древним компонентом мантии, либо они имеют древний возраст, либо были контаминированы расплавами, имеющими высокие концентрации нерадиогенного неодима. На основании имеющихся данных, мы не можем прийти к определенному заключению.

Контаминация базальтов коровым компонентом, имеющих источник, аналогичный источнику базальтов N-MORB, может происходить в различных геодинамических обстановках. В работе [Guivel et al., 1999] показано, что при субдукции сегмента океанического хребта в результате взаимодействия магмы из центра спрединга с континентальной корой образуются различного типа магмы, включающие N-MORB, E-MORB, деплетированный ниобием E-MORB. Континентальные базальты с характеристиками толеитов MORB-типа описаны на Карельском кратоне [Stepanova et al., 2014]. Авторы полагают, что толеиты с характеристиками MORB могут рассматриваться как индикаторы распада Карельского

кратона в палеопротерозое. Деpletedированные низкотитанистые базальты встречаются в разрезе плато-базальтов Восточной Гренландии, образование которых связывается с начальной стадией раскрытия Северной Атлантики [Waight, Baker, 2012].

Таким образом, в обстановках растяжения континентальной коры могут образовываться базальты, имеющие характеристики depletedированных MORB базальтов. Возможно и другое объяснение вариаций геохимических характеристик экологитов. Ранее нами было показано, что алмазоносные породы участка Барчинский в разной степени depletedированы некогерентными элементами [Шацкий и др., 2015]. В качестве одного из объяснений этого факта было высказано предположение, что породы были эксгумированы с разных глубин. А.С. Степанов с соавторами [Stepanov et al., 2016] установили значительные вариации *P-T* параметров метаморфизма у алмазоносных пород этого участка. Авторы полагают, что породы с разных уровней зоны субдукции были совмещены в ходе эксгумации. Таким образом, имеется ряд свидетельств совмещения в субдукционном канале пород с разных уровней субдуцирующей плиты. В связи с этим мы можем предполагать совмещение океанических базальтов и метаосадочных пород континентальной окраины, которые претерпели этап плавления. Океанические базальты могли быть контаминированы расплавами, отделившимися от этих пород, имеющих архейский Nd модельный возраст. Однако мы не имеем документальных свидетельств взаимодействия экологитов с расплавами, хотя и не можем полностью исключать такую возможность.

С учетом имеющихся данных, мы полагаем, что вариации в изотопно-геохимических характеристиках экологитов Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны могут объясняться либо взаимодействием магмы, имеющей характеристики базальтов N-MORB с континентальной корой, либо взаимодействием экологитов с расплавами, отделившимися от метаосадочных пород.

В этой связи следует отметить, что контаминация протолитов экологитов коровым компонентом отмечается в других метаморфических комплексах сверхвысоких давлений. На основании изучения изотопного состава цирконов экологитов гор Даби (Центральный Китай) авторы [Wu et al., 2009] пришли к заключению, что в качестве протолитов экологитов была depletedированная океаническая кора в различной степени контаминированная коровым компонентом.

Таким образом, полученные нами данные указывают на то, что в качестве протолитов экологитов Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны выступали базальты, имеющие характеристики N-MORB, в различной степени контаминированные коровым материалом.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПРОТОЛИТОВ ЭКОЛОГИТОВ

Ранее на основании изучения редкоэлементного состава экологитов Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны нами был сделан вывод, что в качестве их протолитов могут рассматриваться продукты вулканизма, связанного с начальными стадиями раскола континентальной плиты [Шацкий и др., 1993]. Новые данные в значительной степени подтверждают этот вывод.

Л. Ксиа [Xia, 2014] показал, что контаминация континентальной корой может приводить к появлению отрицательных аномалий по Nb, Ta, Ti у континентальных внутриплитных базальтовых лав плюмового происхождения. Поэтому диаграммы, в которых используются Nb, Ta, Ti, не могут применяться для идентификации геодинамической позиции контаминированных базальтов. Полученные нами данные свидетельствуют, что вариации изотопно-геохимических характеристик экологитов определяются разной степенью контаминации протолитов коровым компонентом магм, имевших характеристики базальтов N-MORB.

Как уже говорилось выше, наиболее молодой неопротерозойский модельный возраст (670 млн лет) получен для образца экологита участка Сулу-Тюбе, который в наименьшей степени контаминирован коровым компонентом. Этот возраст близок к периоду развития деструктивных рифтогенных процессов в Тарим-Тяньшань-Казахстанском палеоконтиненте (750—700 млн лет), связанных с усилением распада Родинии [Li et al., 2008; Смыгин и др., 2015]. В период 650—630 млн лет, согласно реконструкциям С.Г. Самыгина с соавторами [Самыгин и др., 2015], началась дезинтеграция Тарим-Тяньшань-Казахстанского микроконтинента. В то же время авторы считают, что доколлизийный этап продолжался от раннего кембрия до среднего кембрия (по амгинский век). В период 530—515 млн лет предполагается, что Казахстан-Северотяньшаньский массив распался на ряд микроконтинентов. По их мнению, тектонические причины образования высокобарического комплекса Кокчетавского массива остаются неясными.

Согласно модели, предложенной К.Е. Дегтяревым и А.В. Резанцевым [2007], метаморфические комплексы высоких и сверхвысоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны образовались при субдукции континентальной окраины и обдуцированной на нее коры окраинного бассейна в процессе коллизии пассивной континентальной окраины с вулканической дугой. Однако и в их построениях коллизийный этап начинается в среднем кембрии. Доколлизийный этап, как и в построениях С.Г. Самыгина с соавторами [2015], продолжался с раннего до среднего кембрия (амгинского века). В то же время данные датирования высокобарического метаморфизма [Claue-Long et al., 1991; Shatsky et

al., 1999; Hermann et al., 2001; Katayama et al., 2001] указывают на то, что в начале кембрия происходил процесс континентальной коллизии, в ходе которого континентальная кора погружалась на глубину более 150 км.

В модели, предложенной Н.Л. Добрецовым с соавторами [Добрецов и др., 2005, 2006], предполагается, что в раннем кембрии происходила коллизия Кокчетавского массива с венд-кембрийской Ишимской островной дугой. Однако данные о возрасте пород этой островной дуги отсутствуют. По мнению К.Е. Дегтярева с соавторами [Degtyarov et al., 2016], нет достаточных оснований для выделения этой дуги. Эти авторы полагают, что в раннем неопротерозое (1100—1080 млн лет) сиалические массивы Северного Казахстана были объединены в большой континентальный блок, который, возможно, представлял собой фрагмент суперконтинента Родиния. Распад Родинии сопровождался внутриплитным магматизмом с интрузией мафических силлов и даек в мезопротерозойское основание, которое в дальнейшем было субдуцировано на значительные глубины. Авторы отмечают отсутствие в пределах Кокчетавского массива магматической дуги близкого к высокobarическому метаморфизму возраста. Согласно предложенной ими модели во второй половине эдиокария на активной континентальной окраине была образована предполагаемая авторами Даутская дуга, расположенная в Шатском террейне. В конце эдиокария пассивная окраина Северного Казахстана достигла дуги. Коллизия Даутской дуги с Северо-Казахстанским массивом началась в раннем кембрии. Однако возраст пород даутской формации остается неопределенным.

Ранее нами было показано, что вмещающие эклогиты породы, в том числе и алмазоносные метасадочные породы, имеют модельные возрасты в интервале 2.6—2.1 млрд л., что свидетельствует о источнике сноса архейского возраста [Shatsky et al., 1999]. Близкие величины модельных образцов получены и при использовании Lu-Hf системы цирконов из пород фундамента Кокчетавского массива [Glorie et al., 2015]. На наш взгляд, это свидетельствует в пользу того, что протолиты метасадков накапливались на пассивной окраине. Как пассивную континентальную окраину рассматривают Кокчетавский массив К.Е. Дегтярев с соавторами [Дегтярев и др., 2007]. По мнению этих авторов, все сиалические массивы, расположенные на западе и юго-западе Казахстана, входили в состав единой континентальной окраины.

Распад Родинии начался между 760—720 млн лет [Li et al., 2008; Sawood, 2016; Merdith et al., 2017]. Согласно модели [Zhou et al., 2017], микроконтиненты Центрально-Азиатского пояса были частью Родинии и позднее отделились от Северо-Восточной Гондваны (750—600 млн лет). Микроконтинентальные блоки дрейфовали от Северо-Восточной Гондваны. В ходе этого дрейфа они аккрегировали океанические и островные дуги пока некоторые из них не столкнулись с Сибирью. Мы можем предположить, что в процессе распада Тарим-Казахстанского микроконтинента отделившийся от него блок пассивной окраины столкнулся с сиалическим блоком, положение которого до настоящего времени остается неопределенным.

Таким образом, наши данные свидетельствуют о необходимости уточнения имеющихся палеореконокструкций. В них должен быть отражен раннекембрийский этап закрытия океанического бассейна и субдукции континентальной окраины в процессе коллизии.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований установлено, что в качестве протолитов эклогитов выступали в различной степени контаминированные континентальной корой базальты, имеющие геохимические характеристики базальтов MORB. Изотопные данные дают основание считать, что протолиты эклогитов Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны были контаминированы древним коровым компонентом. На диаграммах в координатах  $\epsilon_{Nd}-T$ ,  $\epsilon_{Nd}-^{87}Sr/^{86}Sr$  эклогиты образуют тренды, протягивающиеся в сторону вмещающих пород. Ряд эклогитов в значительной степени деплетирован относительно N-MORB легкими редкими землями, а также торием. Эти эклогиты характеризуются наиболее высокими отношениями Sm/Nd, а также величинами отношений  $^{87}Sr/^{86}Sr$  и наиболее низкими величинами  $\epsilon_{Nd}(670)$ . Это дает основание предполагать, что их протолиты в наибольшей степени были контаминированы коровым материалом либо их протолиты имеют более древний возраст.

Наиболее молодой неопротерозойский модельный возраст (670 млн лет) получен для образца эклогита участка Сулу-Тюбе, геохимические особенности которого наиболее близки к базальтам N-MORB. Этот возраст отвечает периоду распада Родинии [Li et al., 2008], развития деструктивных рифтогенных процессов в Тарим-Тяньшань-Казахстанском палеоконтиненте [Смыгин и др., 2015].

Согласно имеющимся палеореконокструкциям, в период 530—515 млн лет Казахстан-Северотяньшаньский массив распался на ряд микроконтинентов, а коллизийный этап начался в среднем кембрии. Возможно, что в процессе распада Тарим-Казахстанского микроконтинента пассивная окраина отделившегося от него Кокчетавского массива столкнулась с сиалическим блоком, положение которого до настоящего времени остается неопределенным.

Авторы выражают благодарность академику Н.Л. Добрецову и члену-корреспонденту Д.П. Гладкочубу за конструктивные замечания.

Работа выполнена в рамках государственного задания (проекты 0330-2016-0007, 0350-2016-0000) при поддержке РФФИ № 16-05-00189.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Буслов М.М., Добрецов Н.Л., Вовна Г.М., Киселев В.И.** Структурное положение, состав и геодинамическая природа алмазоносных метаморфических пород Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (12), с. 89—109.

**Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В.** Кембрийская коллизия дуга—континент в палеозоидах Казахстана // Геотектоника, 2007, № 1, с. 71—96.

**Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И.** Кембро-ордовикская тектоническая эволюция Кокчетавского метаморфического пояса (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (8), с. 806—816.

**Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В., Заячковский А.А.** Венд-раннеордовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 428—444.

**Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н., Курчавов А.М.** Тектоническое развитие Казахстана и Тянь-Шаня в неопротерозое и в раннем—среднем палеозое // Геотектоника, 2015, № 3, 66—92.

**Шацкий В.С., Соболев Н.В., Гильберт А.Э.** Эклогиты Кокчетавского массива. Эклогиты и глаукофановые сланцы. Новосибирск, Наука, 1989, с. 54—83.

**Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко 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., Тениссен К., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В.** Новые свидетельства метаморфизма сверхвысоких давлений в слюдяных сланцах участка Кулет Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (8), с. 1039—1044.

**Шацкий В.С., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.А., Соболев Н.В.** Подвижность элементов в зоне континентальной субдукции (на примере метаморфического комплекса сверхвысоких давлений Кокчетавского массива) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (7), с. 1298—1321.

**Berger J., Ouzegane K., Bendaoud A., Liégeois J.-P., Kiénast J.-R., Bruguière O., Caby R.** Continental subduction recorded by Neoproterozoic eclogite and garnet amphibolites from Western Hoggar (Tassendjanet terrane, Tuareg Shield, Algeria) // Precambrian Res., 2014, v. 247, p. 139—158. doi:10.1016/j.precamres.2014.04.002.

**Bernard-Griffiths J., Peucat J.J., Ménot R.P.** Isotopic (Rb-Sr, U-Pb and Sm-Nd) and trace element geochemistry of eclogites from the pan-African Belt: A case study of REE fractionation during high-grade metamorphism // Lithos, 1991, v. 27 (1), p. 43—57. doi:10.1016/0024-4937(91)90019-H.

**Burov E., Francois T., Yamato P., Wolf S.** Mechanisms of continental subduction and exhumation of HP and UHP rocks // Gondw. Res., v. 25, p. 464—493. doi:10.1016/j.gr.2012.09.010.

**Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Murphy J.B.** Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // Earth Planet Sci Lett., 2016, v. 449, p. 118—126. doi:10.1016/j.epsl.2016.05.049.

**Chalot-Prat F., Ganne J., Lombard A.** No significant element transfer from the oceanic plate to the mantle wedge during subduction and exhumation of the Tethys lithosphere (Western Alps) // Lithos, v. 69 (3), p. 69—103. doi:10.1016/S0024-4937(03)00047-1.

**Cheng H., Vervoort J.D.** Combined geochemistry and geochronology constrains coupled subduction of oceanic and continental crust in the Huwan shear zone, central China // Am. Miner., v.100 (1), p. 181—194. doi:10.2138/am-2015-4982.

**Claoué-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V.** Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // Geology, 1991, v. 19 (7), p. 710—713. doi:10.1130/0091-7613(1991)019<0710:ZRTDPM>2.3.CO;2

**Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Y., Tretyakov A.A., Kotov A.B., Shatagin K.N.** Cambrian to Lower Ordovician complexes of the Kokchetav Massif and its fringing (Northern Kazakhstan): Structure, age, and tectonic settings // Geotectonics, 2016, v. 50 (1), p. 71—142. doi:10.1134/s0016852116010027.

**Dobretsov N.L., Shatsky V.S.** Exhumation of high-pressure rocks of the Kokchetav massif: facts and models // Lithos, 2004, v. 78 (3), p. 307—318. doi:10.1016/j.lithos.2004.05.003.

**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 // *The Island Arc.*, 1995, v. 4, p. 267—279.

**Ellis D.J., Green D.H.** An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // *Contr. Miner. Petrol.*, 1979, v. 71 (1), p. 13—22. doi:10.1007/bf00371878.

**Ernst W.G.** Subduction-zone metamorphism, calc-alkaline magmatism, and convergent-margin crustal evolution // *Gondwana Res.*, 2010, v. 18 (1), p. 8—16. doi:10.1016/j.gr.2009.05.010.

**Fodor R.V., Vetter S.K.** Rift-zone magmatism: Petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, southeastern Brazil margin // *Contr. Miner. Petrol.*, 1984, v. 88, p. 307—321. doi:10.1007/BF00376755.

**Gerya T.V., Stockhert B., Perchuk A.L.** Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: A numerical simulation // *Tectonics*, 2002, v. 21 (6), p. 1056. doi: 10.1029/2002TC001406.

**Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Andersen T., Playsa 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.

**Guivel C., Lagabriele Y., Bourgois J., Maury R.C., Fourcade S., Martin H., Arnaud N.** New geochemical constraints for the origin of ridge-subduction-related plutonic and volcanic suites from the Chile Triple Junction (Taitao Peninsula and Site 862, LEG ODP141 on the Taitao Ridge) // *Tectonophysics*, 1999, v. 311(1), p. 83—111. doi:10.1016/S0040-1951(99)00160-2.

**Hermann J., Spandler C.** 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., Rubatto D., Korsakov A., Shatsky V.S.** Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav massif, Kazakhstan) // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 141, p. 66—82. doi:10.1007/s004100000218.

**Herwartz D., Nagel T.J., Munker C., Scherer E.E., Froitzheim N.** Tracing two orogenic cycles in one eclogite sample by Lu–Hf garnet chronometry // *Nature Geosci.*, 2011, v. 4 (3), p. 178—183. doi:http://www.nature.com/ngeo/journal/v4/n3/abs/ngeo1060.html.

**Jahn B.-M.** Sm–Nd isotope tracer study of UHP metamorphic rocks: Implications for continental subduction and collisional tectonics // *Int. Geol. Rev.*, 1999, v. 41 (10), p. 859—885. doi:10.1080/00206819909465175.

**Jourdan F., Bertrand H., Schärer U., Blichert-Toft J., Féraud G., Kampunzu A.B.** Major and trace element and Sr, Nd, Hf, and Pb isotope compositions of the Karoo Large Igneous Province, Botswana–Zimbabwe: Lithosphere vs mantle plume contribution // *J. Petrol.* 2007, v. 48 (6), p. 1043—1077. doi:10.1093/petrol/ogm010.

**Jourdan F., Bertrand H., Féraud G., Le Gall B., Watkeys M.K.** Lithospheric mantle evolution monitored by overlapping large igneous provinces: Case study in southern Africa // *Lithos*, 2009, v. 107(3–4), p. 257—268. doi:10.1016/j.lithos.2008.10.011.

**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 // *The Island Arc.*, 2000, v. 9, p. 264—283.

**Katayama Y., 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.

**Kessel R., Schmidt M.W., Ulmer P., Pettke T.** Trace element signature of subduction zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth // *Nature*, 2005a, v. 437, p. 724—727.

**Kessel R., Ulmer P., Pettke T., Schmidt M.W., Thompson A.B.** The water–basalt system at 4 to 6 GPa: phase relations and second critical endpoint in a K-free eclogite at 700 to 1400 °C // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005b, v. 237, p. 873—892.

**Kirchenbaur M., Pleuger J., Jahn-Awe S., Nagel T.J., Froitzheim N., Fonseca R.O.C., Munker C.** Timing of high-pressure metamorphic events in the Bulgarian Rhodopes from Lu–Hf garnet geochronology // *Contr. Miner. Petrol.*, v. 163 (5), p. 897—921. doi:10.1007/s00410-011-0705-5.

**Krogh Ravna E.** The garnet–clinopyroxene Fe<sup>2+</sup>–Mg geothermometer: an updated calibration // *J. Metamorph. Geol.*, v. 18, p. 211—219. doi:10.1046/j.1525-1314.2000.00247.x.

**Li C., Arndt N.T., Tang Q., Ripley E.M.** Trace element indiscrimination diagrams // *Lithos*, 2015, v. 232, p. 76—83. doi:10.1016/j.lithos.2015.06.022.

**Li Z., Gerya T.V.** Polyphase formation and exhumation of HP–UHP rocks in continental subduction zone: numerical modeling and application to the Sulu UHP terrane in eastern China // *J. Geophys. Res.*, 2009, v. 114, p. B09406. doi:10.1029/2008JB005935.

**Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V.** Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // *Precambrian Res.*, 2008, v. 160 (1), p. 179—210. doi:10.1016/j.precamres.2007.04.021

**Maruyama S., Parkinson C.D.** Overview of the geology, petrology and tectonic framework of the high-pressure ultrahigh-pressure metamorphic belt of the Kokchetav massif, Kazakhstan // *The Island Arc.*, 2000, v. 9, p. 439—455.

**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(2), p. 601—610. doi:10.1016/0016-7037(85)90051-1

**Masago H.** Metamorphic petrology of the Barch-Kol metabasites, western Kokchetav ultrahigh-pressure massif, northern Kazakhstan // *The Island Arc.*, 2000, v. 9, p. 358—378.

**Masago H., Rumble D., Ernst W.G., Parkinson C.D., Maruyama S.** Low  $\delta^{18}\text{O}$  eclogites from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *J. Metamorph. Geol.*, 2003, v. 21, p. 579—587. doi:10.1046/j.1525-1314.2003.00465.x.

**Merdith A.S., Collins A.S., Williams S.E., Pisarevsky S., Foden J.F., Archibald D., Blades M.L., Alessio B.L., Armistead S., Plavsa D.** A full-plate global reconstruction of the Neoproterozoic // *Gondwana Res.*, 2017, doi:10.1016/j.gr.2017.04.001.

**Meschede M.** A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // *Chem. Geol.*, 1986, v. 56 (3), p. 207—218. doi:10.1016/0009-2541(86)90004-5.

**Nakamura D.** A new formulation of garnet-clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set // *J. Metamorph. Geol.*, 2009, v. 27, p. 495—508.

**Neumann E.-R., Svensen H., Galerne C.Y., Planke S.** Multistage evolution of dolerites in the Karoo Large Igneous Province, Central South Africa // *J. Petrol.*, 2011, v. 52 (5), p. 959—984. doi:10.1093/petrology/egr011.

**Ota T., Terabayashi M., Parkinson C.D., Masago H.** Thermobaric structure of the Kokchetav ultrahigh-pressure – high-pressure massif deduced from a north-south transect in the Kulet and Saldar-Kol regions, northern Kazakhstan // *The Island Arc*, 2000, v. 9, p. 328—357.

**Pearce J.A.** Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Ed. R.S. Thorps. *Andesites*. Wiley, New York, 1982, p. 525—548.

**Pearce J.** Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*, 2008, v. 100, p. 14—48.

**Pearce J.A., Cann J.R.** Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, v. 19 (2), p. 290—300. doi:10.1016/0012-821X(73)90129-5.

**Pearce J.A., Norry M.J.** Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contr. Miner. Petrol.*, 1979, v. 69 (1), p. 33—47. doi:10.1007/bf00375192.

**Rubatto D., Regis D., Hermann J., Boston K., Engi M., Beltrando M.** McAlpine SRB Yo-yo subduction recorded by accessory minerals in the Italian Western Alps // *Nature Geosci.*, 2011, v. 4 (5), p. 338—342. doi:http://www.nature.com/ngeo/journal/v4/n5/abs/ngeo1124.html.

**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.

**Shatsky V.S., Sobolev N.V.** The Kokchetav massif of Kazakhstan // *Ultrahigh pressure metamorphism* / Eds. D.A. Carswell, R. Compagnoni. *EMU Notes in Mineralogy*, 2003, v. 5, p. 75—104.

**Shatsky V.S., Sobolev N.V., Vavilov M.A.** Diamond-bearing metamorphic rocks of the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) / Eds. R.G. Coleman, X. Wang. *Ultrahigh pressure metamorphism*. Cambridge, Cambridge Univ. 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 (3), p. 185—205. doi:10.1007/s004100050545.

**Shervais J.W.** Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1982, v. 59 (1), p. 101—118. doi:10.1016/0012-821X(82)90120-0.

**Spandler C., Hermann J., Arculus R., Mavrogenes J.** Geochemical heterogeneity and element mobility in deeply subducted oceanic crust; insights from high-pressure mafic rocks from New Caledonia // *Chem. Geol.*, 2004, v. 206 (1), p. 21—42. doi:10.1016/j.chemgeo.2004.01.006

**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. Miner.*, 2016, v. 101, p. 788—807.

**Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B., Puchtel I.S., Larionova Yu.O., Larionov A.N., Stepanov V.S., Shapovalov Y.B., Egorova S.V.** Paleoproterozoic continental MORB-type tholeiites in the Karelian craton: Petrology, geochronology, and tectonic setting // *J. Petrol.*, 2014, v. 55 (9), p. 1719—1751. doi:10.1093/petrology/egu039.

**Theunissen K., Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Smirnova L., Korsakov A.** The diamond-bearing Kokchetav UHP massif in Northern Kazakhstan: exhumation structure // *Terra Nova*, 2000, v. 12, p. 181—187.

**Waight T.E., Baker, J.A.** Depleted basaltic lavas from the Proto-Iceland Plume, Central East Greenland // *J. Petrol.*, 2012, v. 53, p. 1569—1596. doi:10.1093/petrology/egs026.

**Whitney D.L., Evans B.W.** Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Am. Miner.*, 2010, v. 95 (1), p. 185—187. doi:10.2138/am.2010.3371.

**Wood D.A.** The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1980, v. 50 (1), p. 11—30. doi:10.1016/0012-821X(80)90116-8.

**Wu Y.-B., Zheng Y.-F.** Tectonic evolution of a composite collision orogen: An overview on the Qinling–Tongbai–Hong’an–Dabie–Sulu orogenic belt in central China. *Gondwana Res.*, 2013, v. 23 (4), p. 1402—1428. doi:10.1016/j.gr.2012.09.007.

**Wu Y.-B., Hanchar J.M., Gao S., Sylvester P.J., Tubrett M., Qiu H.-N., Wijbrans J.R., Brouwer F.M., Yang S.-H., Yang Q.-J., Liu Y.-S., Yuan H.-I.** Age and nature of eclogites in the Huwan shear zone, and the multi-stage evolution of the Qinling-Dabie-Sulu orogen, central China // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, v. 277 (3), p. 345—354. doi:10.1016/j.epsl.2008.10.031.

**Xia L.-Q.** The geochemical criteria to distinguish continental basalts from arc related ones // *Earth Sci. Rev.*, 2014, v. 139, p. 195—212. doi:10.1016/j.earscirev.2014.09.006.

**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 // *GSA Bull.*, 2012, v. 124 (7-8), p. 1113—1129. doi:10.1130/B30523.1.

**Xiao Y., Niu Y., Wang K.-L., Lee D.-C., Iizuka Y.** Geochemical behaviours of chemical elements during subduction-zone metamorphism and geodynamic significance // *Int. Geol. Rev.*, 2016, v. 58, p. 1253—1277.

**Yamamoto J., Maruyama S., Parkinson C.D., Katayama I.** Geochemical characteristics of metabasites from the Kokchetav massif: Subduction zone metasomatism along an intermediate geotherm // Eds. C.D. Parkinson, I. Katayama, J.G. Liou // *Anatomy of a diamond-bearing ultrahigh-pressure metamorphic terrane: the Kokchetav Massif of Northern Kazakhstan*. Universal Academy Press, Tokyo, 2002, Chapter V-1, p. 363—372.

**Yui T.-F., Chu H.-T., Hwang S.-L., Shen P., Wu T.-W., Liou J.G., Sobolev N.V.** Geochemistry of garnetiferous Ti-clinohumite rock and talc-kyanite-phengite-almandine schist from the Kokchetav UHP terrane, Kazakhstan: An insight to possible origins of some chemically unusual UHP rocks // *Lithos*, 2010, v. 118 (1), p. 131—144. doi:10.1016/j.lithos.2010.04.005.

**Zhang L., Chen R.-X., Zheng Y.-F., Hu Z., Xu L.** Whole-rock and zircon geochemical distinction between oceanic- and continental-type eclogites in the North Qaidam orogen, northern Tibet // *Gondwana Res.*, 2017, v. 44, p. 67—88. doi:10.1016/j.gr.2016.10.021.

**Zhang R.Y., Liou J.G., Omori S., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Iizuka Y., Lo C.H., Ogasawara Y.** Tale of the Kulet eclogite from the Kokchetav Massif, Kazakhstan: Initial tectonic setting and transition from amphibolite to eclogite // *J. Metamorphic. Geol.*, 2012, v. 30 (5), p. 537—559. doi:10.1111/j.1525-1314.2012.00980.x.

**Zhou J.-B., Wilde S.A., Zhao G.-C., Han J.** Nature and assembly of microcontinental blocks within the Paleo-Asian Ocean // *Earth Sci. Rev.*, 2017. doi:10.1016/j.earscirev.2017.01.012.

*Поступила в редакцию  
19 марта 2018 г.*