

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 552.163

ЭКЛОГИТ-ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС МУЙСКОЙ ГЛЫБЫ (Восточная Сибирь):
ВОЗРАСТ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ

В.С. Шацкий^{1,2}, Е.С. Ситникова^{1,2}, А.А. Томиленко¹, А.Л. Рагозин^{1,2},
О.А. Козьменко¹, Э. Ягоуц³

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

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

³ Институт химии им. Макса Планка, 6500, Майнц, Германия

Представлены результаты исследования эклогит-гнейсового комплекса Муйской глыбы (Восточная Сибирь). Среди изученных эклогитов выделяются несколько структурных типов. Кроме того, впервые встречен кианитовый эклогит. Вмещающие гранитогнейсы представлены двуслюдяными и биотитовыми разновидностями, главным образом с гранатом. Наблюдающийся разброс в температурах (от 590 до 740 °С) равновесия эклогитов Муйской глыбы может быть следствием того, что на современном эрозионном срезе экспонированы эклогиты с разных уровней субдуцируемой плиты. Датирование эклогитов и вмещающих гнейсов Sm-Nd методом свидетельствует о неопротерозойском возрасте высокостепенного метаморфизма (~ 630 млн лет). Модельный возраст (T_{DM}) эклогитов (720 млн лет) значительно отличается от модельного возраста вмещающих гнейсов (> 1.3 млрд лет). Геохимические особенности эклогитов указывают на мобильность крупноионных литофильных элементов (Rb, Cs, Ba, K) и легких редких земель в процессе взаимодействия с флюидной фазой, в то же время в гнейсах при этом процессе были мобильными только первые. Изотопный состав кислорода минералов эклогитов варьирует в достаточно узком интервале ($\delta^{18}O$ — 5.5—3.9) и близок к среднемантийному значению, что свидетельствует об отсутствии значительного взаимодействия протолитов эклогитов с метеорными водами или морской водой. Исследование флюидных включений в кварце эклогитов и вмещающих гнейсов показало, что для эклогитов характерны включения жидкого азота, в то время как в гнейсах преобладают включения углекислоты.

Метаморфизм, эклогиты, Муйская глыба.

ECLOGITE-GNEISS COMPLEX OF THE MUYA BLOCK (East Siberia):
AGE, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY, AND PETROLOGY

V.S. Shatsky, E.S. Sitnikova, A.A. Tomilenko, A.L. Ragozin,
O.A. Koz'menko, and E. Jagoutz

Results of study of eclogite-gneiss complex of the Muya Block (East Siberia) are presented. Several structural types of the studied eclogites have been recognized. Kyanitic eclogite has been found for the first time. The host granite-gneisses are two-mica and biotite varieties, mainly garnet-bearing. The exposure of eclogites from different depths of the subducted plate at the present-day denudation level might be the reason for the wide range of the equilibrium temperatures of the Muya block eclogites (590–740°C). The Sm-Nd dating of the eclogites and host gneisses showed the Neoproterozoic age of high-pressure metamorphism (~630 Ma). The model age (T_{DM}) of the eclogites (720 Ma) differs considerably from the model age of the host gneisses (>1.3 Ga). The geochemical features of the eclogites point to the mobility of LILE (Rb, Cs, Ba, K) and LREE during their interaction with fluids, whereas the gneisses in the same process showed the mobility of LILE only. The oxygen isotope composition of minerals in the eclogites varies over a narrow range ($\delta^{18}O$ = 5.5–3.9) and is close to the average mantle value, which evidences a negligible interaction between the eclogite protoliths and meteoric or sea water. The study of fluid inclusions in quartz from the eclogites and host gneisses showed a predominance of liquid-nitrogen inclusions in the former and carbon dioxide inclusions in the latter.

Metamorphism, eclogites, Muya block

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на достаточно длительный период исследования Муйской глыбы, включая эклогит-гнейсовый комплекс, у исследователей нет единого мнения относительно ряда вопросов ее геологической истории.

Согласно существующим представлениям, Северо-Муйская глыба имеет гетерогенное строение. В ее пределах выделены раннеархейские (джалтукская серия и осиновская толща), позднеархейские (тастахская толща) и раннепротерозойские (парамская серия) образования [Авченко и др., 1989]. Эклогиты встречаются среди раннеархейских гнейсов джалтукской и осиновской серий [Авченко и др., 1989]. Нижне- и верхнеархейские породы слагают серию тектонических блоков. Согласно данным [Авченко и др., 1988], в гнейсах джалтукской серии проявлены два этапа метаморфизма. Ранний этап отвечает давлению 8—10 кбар и температурам 600—650 °С, регрессивный — давлению 5—8 кбар и температурам 550—600 °С. Выходы эклогитов приурочены к тектоническому контакту джалтукской и тастахской толщ.

Зорин Ю.А. с соавторами [Зорин и др., 2009] рассматривают Муйскую глыбу как блок раннекембрийских пород в позднерифейской островодужной зоне. Предполагается, что Муйская глыба была цоколем одного из островов дуги. Возраст островодужных ассоциаций Байкало-Муйской зоны укладывается в интервал 825—700 млн лет. Таллаинский габбро-гранитный комплекс имеет возраст 612 ± 62 млн лет и относится либо к заключительной стадии развития островной дуги, либо к коллизионному магматизму. По мнению авторов, коллизия в конце рифея—начале венда вызвала только деформацию островной дуги.

Ранее нами были опубликованы предварительные данные датирования эклогитов Северо-Муйской глыбы Sm-Nd методом [Шацкий и др., 1996]. Внутренняя эрохрона, отвечающая возрасту 651 ± 71 млн лет (MSWD-7,29), позволила высказать предположение о значительно более молодом возрасте эклогит-гнейсового комплекса, чем это считалось ранее [Добрецов и др., 1989]. В то же время эти данные свидетельствуют о том, что муйские эклогиты являются самыми древними среди эклогитов Центрально-Азиатского пояса. Принимая во внимание важность проблемы и недостаточную обоснованность полученного ранее возраста эклогитов и отсутствие данных о возрасте вмещающих гнейсов, а также ограниченность опубликованных минералого-петрографических и геохимических данных об эклогитах и вмещающих породах, нами были продолжены исследования эклогит-гнейсового комплекса Муйской глыбы.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Силикатный анализ пород осуществлялся на многоканальном рентгеновском спектрометре «СРМ-25», оснащенный вычислительным комплексом «Электроника-60», в лаборатории рентгеноспектрального анализа ИГМ СО РАН. Определение концентраций редких элементов выполнено на масс-спектрометре высокого разрешения с магнитным селектором ELEMENT фирмы Finnigan Mat (Германия) по методике, описанной в статье [Шацкий и др., 2006]. Составы минералов анализировались на рентгеноспектральном микроанализаторе с электронным зондом Camebax-micro фирмы Cameca (Франция) в Аналитическом центре ИГМ.

Определение возраста эклогитов и вмещающих пород Sm-Nd методом проводилось в Институте химии им. Макса Планка (г. Майнц) по методике, описанной в [Jagoutz, 1988; Jacob et al., 1994].

Изотопный анализ кислорода силикатов выполнен в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН, лаборатория стабильных изотопов. Подготовка образцов к масс-спектрометрическому изотопному анализу кислорода осуществлялась по лазерной методике [Игнатъев, Веливетская, 2005]. Измерение изотопных соотношений $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ проведено на масс-спектрометре Finnigan MAT 252. Вес анализируемых образцов 1—2 мг. Воспроизводимость определения $\delta^{18}\text{O}$ образцов (1σ) составляет 0.1 ‰, $n = 5$. Калибровка метода проведена по лабораторным стандартам и международным стандартам NBS-28, NBS-30.

Флюидные включения в минералах эклогитов и вмещающих пород Муйской глыбы были изучены с помощью оптической микроскопии, криометрии и спектроскопии комбинационного рассеяния света (КР-спектроскопии).

Криометрические исследования флюидных включений были выполнены в ИГМ СО РАН (Новосибирск) на криометрической установке конструкции Н.Ю. Осоргина и А.А. Томиленко, которая позволяет проводить эксперименты в широком диапазоне температур — от +26 до -196 °С [А.с. ..., 1990]. Погрешность измерений обычно оценивается близкой ± 0.1 °С. Все температуры фазовых переходов измерялись на нагревательном цикле. Микро-КР анализы были выполнены на одноканальном КР-спектрометре RAMANOR U-1000, фирмы «Jobin Yvon» (Франция) с 2-ваттовым аргоновым лазером в качестве источника излучения в ИГМ СО РАН (Новосибирск) по методике, описанной в [Dubessy et al., 1989]. Плотность флюидных включений оценивалась по диаграммам для PTV -значений, построенных по справочным данным в области отрицательных температур [Варгафтик, 1972], на основании замеренных температур гетерогенизации—гомогенизации.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ЭКЛОГИТОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Большинство эклогитов в значительной степени амфиболизированы. Ассоциации эклогитовой фации метаморфизма представлены гранатом, омфацитом, кварцем и рутилом. Кроме того, впервые обнаружен кианитовый эклогит. Среди вторичных минералов отмечаются амфиболы, биотит, цоизит. Омфацит часто замещается пироксен-плаггиоклазовым симплектитом. Амфиболы в эклогитах присутствуют в виде порфириобласт, включений в гранате, а также продуктов его замещения.

Среди изученных эклогитов выделяются два структурных типа эклогитов. Эклогиты первого структурного типа сложены идиоморфными и субидиоморфными зернами граната, размер которых варьирует от 1 до 2 мм (рис. 1). Пироксен образует субидиоморфные зерна размером не более 600 мкм. Образец Му-93-93 характеризуется крайне неравномерным распределением зерен граната и омфацита. Отдельные участки шлифа сложены практически одним гранатом, в то время как в других гранат и пироксен присутствуют в близких процентных соотношениях.

Гранаты этой структурной разновидности эклогитов содержат включения кварца, сфена, амфибола и цоизита (обр. Му-93-53, 93-90, 93-93). В образце Му-93-93 в гранатах присутствуют включения кварца, сфена и рутила. В эклогите Му-93-53 гранат содержит включения кварца, рутила, сфена и цоизита. Гранат обр. Му-93-90 содержит большое количество включений амфибола и цоизита.

В эклогитах второго структурного типа (рис. 2) размер зерен граната не превышает 600 мкм. Большинство зерен имеют размер 100—200 мкм. Зерна граната либо образуют скопления (Му-93-55, 93-21), либо равномерно распределены в породе (Му-93-16). Гранат содержит включения рутила и кварца. В образце Му-93-16 встречаются атоллоидные гранаты, центральные части которых выполнены пироксеном, кварцем или биотитом. Биотит, вероятней всего, имеет вторичное происхождение. Размер зерен пироксена значительно больше зерен граната и может достигать 4 мм.

В образце Му-93-21 большая часть омфацита замещается очень мелкозернистым пироксен-плаггиоклазовым симплектитом. В участках шлифов, где появляются зерна цоизита, омфацит практически полностью замещается пироксен-плаггиоклазовым симплектитом. Амфибол встречается в виде порфириобласт размером до 4 мм.

В образце Му-93-72 наряду с мелкозернистым агрегатом граната (100—150 мкм) и омфацита (200—400 мкм) присутствуют крупные зерна омфацита (1—2 мм). Порфириобласты омфацита переполнены включениями рутила, в то время как в мелких зернах включения рутила отсутствуют.

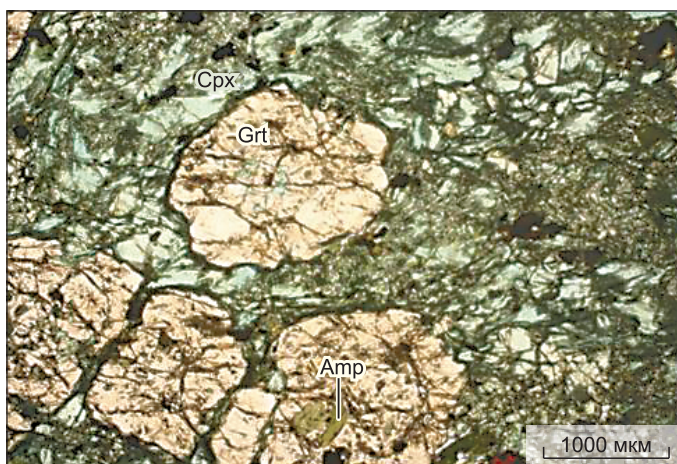


Рис. 1. Эклогиты первого структурного типа, обр. 93-90.

Здесь и далее: усл. обозначения согласно [Kretz, 1983].

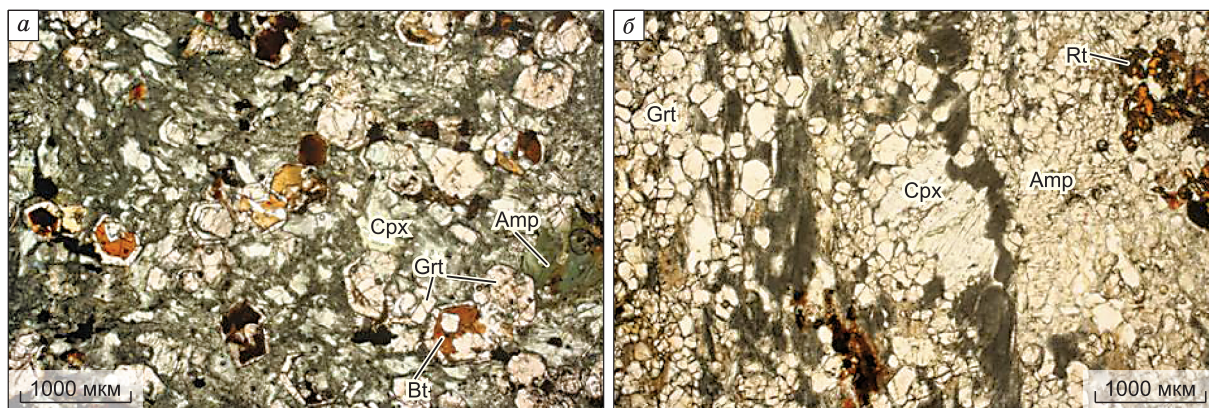


Рис. 2. Эклогиты второго структурного типа.

a — обр. Му-93-16, *б* — обр. Му-93-73.

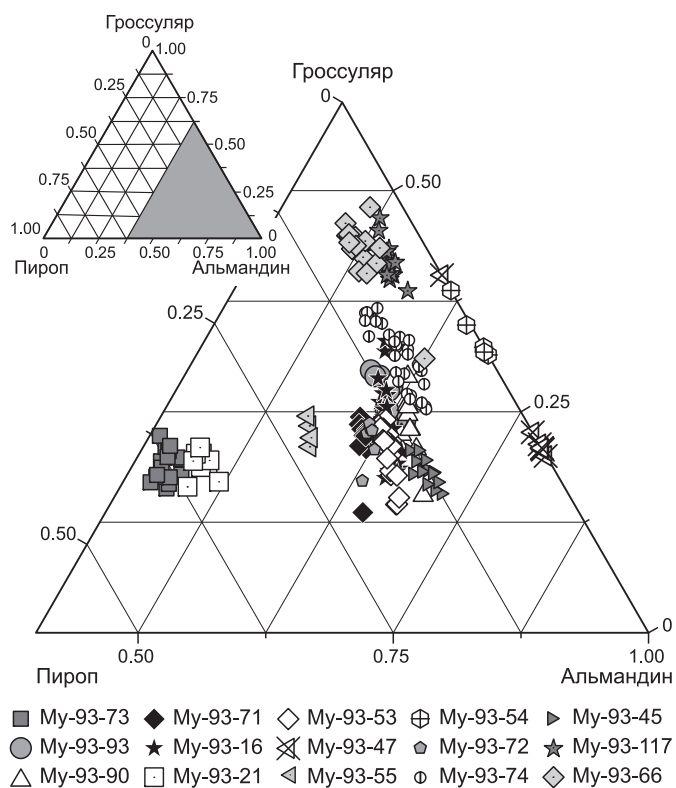


Рис. 3. Вариации составов гранатов в эклогитах и вмещающих гранитогнейсах Муйской глыбы на диаграмме пироп—альмандин—гроссулярь.

Образцы: Му-93-73, 93-93, 93-90, 93-71, 93-72, 93-16, 93-21, 93-53, 93-55, 93-74 — эклогиты; Му-93-47, 93-54, 93-45, 93-117, 93-66 — гнейсы.

Впервые среди эклогитов Муйской глыбы установлен кианитовый эклогит (Му-93-73), относящийся ко второму структурному типу. От других эклогитов его отличает большая степень замещения омфацита мелкозернистым пироксен-плаггиоклазовым симплектитом и присутствие крупных порфиروбласт кианита (до 10 мм), переполненных мелкими включениями граната, пироксена, кварца. Отдельные участки шлифа сложены агрегатом удлиненных зерен цоизита. Кроме того, иглы цоизита часто встречаются в порфиробластах амфибола.

Среди вмещающих гранитогнейсов выделяются двуслюдяные и биотитовые разновидности, главным образом с гранатом. Текстуры полосчатые, структуры лепидогра-

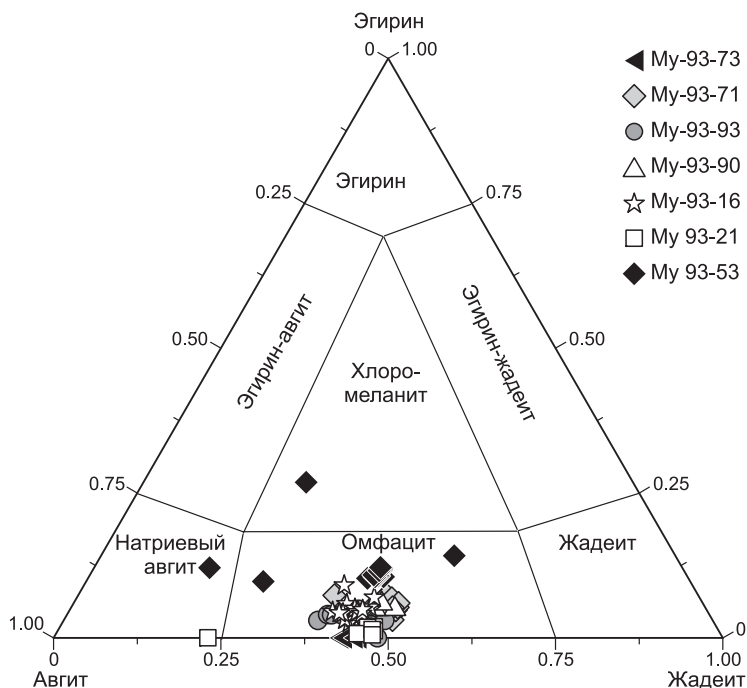
нобластовые. Гранат-биотитовые гнейсы сложены калиевым полевым шпатом, кварцем, гранатом, биотитом и плаггиоклазом. Зерна граната (200—500 мкм) в гнейсах распределены неравномерно и часто образуют скопления, которые окружены биотитом, либо биотит-хлоритовым агрегатом. Гранат содержит включения кварца, биотита, рутила, сфена. В ряде образцов гнейсов установлен алланит. Плаггиоклаз характеризуется лучшей сохранностью, по сравнению с калиевым полевым шпатом, который часто пелитизирован.

Двуслюдяные гнейсы более мелкозернистые породы по сравнению с биотитовыми гнейсами, размер зерен варьирует от 0.1 до 1 мм. Полосчатость в них проявлена в распределении биотита и мусковита. Зерна граната образуют скопления и окружены вторичными минералами, биотитом или хлоритом. В двуслюдяных гнейсах присутствует цоизит.

Гранаты эклогитов имеют широкие вариации состава (рис. 3). Содержание пиропового компонента варьирует от 9 до 37 %, гроссулярового от 13 до 31 %. Гранаты слабозональны (табл. 1). В большинстве образцов от центра к краю наблюдается уменьшение содержания кальция и увеличение Fe/Mg. В двух эклогитах химическая зональность гранатов выражена в увеличении содержания кальция от центра к краю.

Гранаты вмещающих пород характеризуются высоким содержанием гроссулярового (от 17 до 35 %) и альмандинового компонентов (от 52 до 71 %), при низком или практически полном отсут-

Рис. 4. Вариации составов пироксенов в эклогитах Муйской глыбы на диаграмме Авг—Эг—Жд [Essene, Fyfe, 1967].



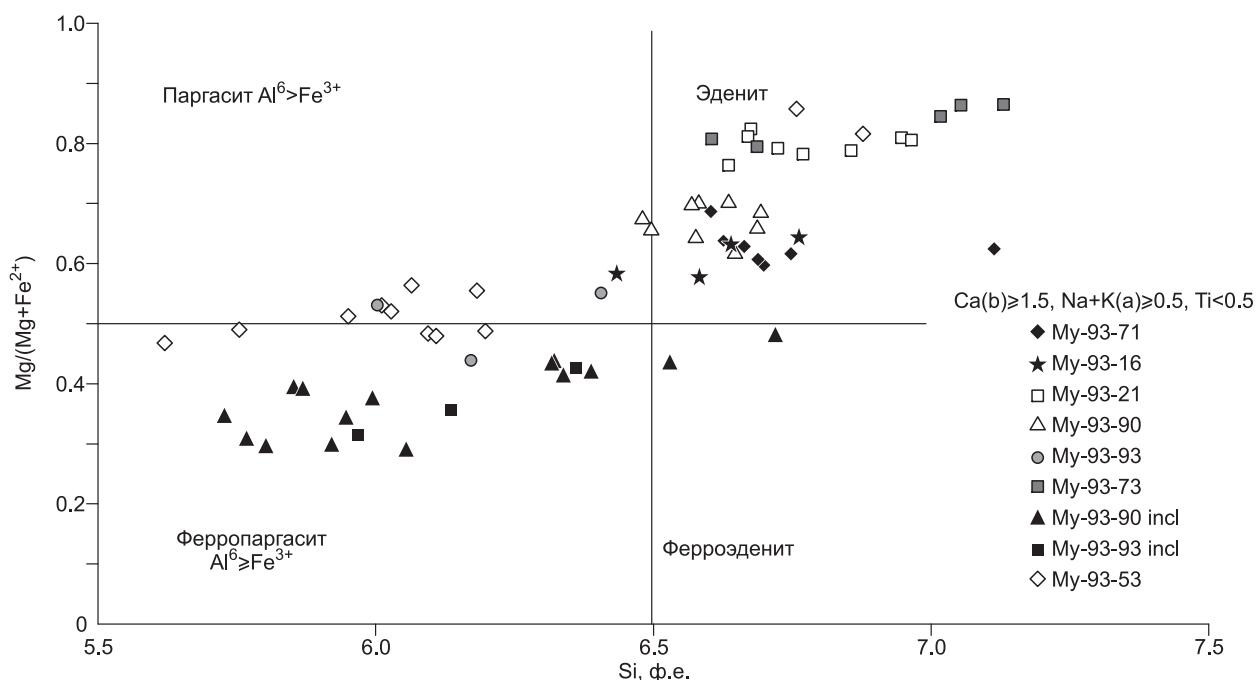


Рис. 5. Составы амфиболов в эклогитах Муйской глыбы, по [Leake, 1978].

твии пиропового, что проявлено в образцах Му-93-47, 93-54. В образцах других гнейсов содержание пиропового компонента варьирует от 1 до 6 % (см. рис. 3, табл. 2). Так же как и в гранатах эклогитов, химическая зональность гранатов вмещающих пород выражена в увеличении содержания кальция от центра к краю зерна.

В омфацитах содержание жадеитового компонента варьирует от 34 до 47 %, железистость от 13 до 44 % (рис. 4). Химическая зональность в пироксенах отсутствует. В то же время в пределах одного образца содержание жадеита в омфаците может варьировать от 34 до 47 % (обр. 93-93), при этом железистость меняется незначительно (от 28 до 33.2). В образце Му-93-90 наблюдается значимое отличие в величине железистости омфацита матрикса ($f = 30\%$) и омфацита, присутствующего в виде включений в гранате ($f = 40\text{—}44\%$). Содержание жадеитового компонента при этом меняется незначительно. При замещении омфацита пироксен-плаггиоклазовым симплектитом у новообразованного пироксена уменьшается содержание жадеитового компонента (см. рис. 4).

Амфиболы в эклогитах, согласно классификации Б. Лика [Leake, 1978], относятся к группе кальциевых амфиболов (см. табл. 1, рис. 5). Амфиболы, встречающиеся в виде порфириобласт, а также амфиболы, образующие каймы вокруг зерен граната, по составу соответствуют паргаситу и эдениту (см. рис. 5). Их магнезиальность варьирует от 55 до 86 %. Амфиболы, встречающиеся в виде включений в гранатах, характеризуются более низкой магнезиальностью (27—45 %), и их составы варьируют между ферропаргаситом и эденитом.

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ

В связи с тем, что зональность в гранатах в большинстве случаев может интерпретироваться как регрессивная, для расчета температур равновесия эклогитов использовались составы центральных частей зерен гранатов и составы контактирующих с ними пироксенов (как упоминалось выше в пироксенах отсутствует химическая зональность), либо включения омфацитов в гранатах. Давление принималось равным 15 кбар. Полученные результаты с использованием различных гранат-пироксеновых геотермометров для эклогитов и гранат-биотитовых термометров для гнейсов приведены в табл. 3.

Как видно из данных табл. 3 температуры равновесия, полученные по геотермометрам Д. Эллиса и Д. Грина [Ellis, Green, 1979], близки к значениям по геотермометру Р. Пауэлла [Powell, 1985]. В то же время температуры равновесия по геотермометру Э. Равны [Ravna, 2000] обычно на 50 °С ниже.

Наиболее низкие температуры равновесия и наибольший разброс значений получены для эклогитов второго структурного типа Му-93-16 и Му-93-71 (см. табл. 3). В этих образцах наблюдаются наиболее значительные вариации железистости омфацитов, что может свидетельствовать об отсутствии хими-

Таблица 1. Представительные составы минералов в эклогитах Муйской глыбы

Компонент	Му-93-16												Му-93-21												Му-93-53						Му-93-55																	
	Grt			Cpx			Incl			Amp			Bt			Incl			Bt1			Bt2			Grt			Cpx			Amp			Zo			Grt			Cpx			Pl1			Pl2		
	c	r	r	c	r	r	c	r	r	c	r	r	c	r	r	c	r	r	c	r	r	c	r	r	c	r	r	c	r	r	c	r	r	c	r	r	c	r	r	c	r	r	c	r	r			
SiO ₂ , мас. %	37.8	38.1	55.8	55.6	56.3	43.5	45.0	37.5	36.4	36.5	39.4	39.2	54.7	56.2	47.9	45.8	39.3	37.9	37.6	41.5	55.1	68.9	65.0	38.1	38.0	54.9	58.8	38.1	38.0	38.1	38.0	54.9	58.8	38.1	38.0	38.1	38.0	54.9	58.8	38.1	38.0	38.1						
TiO ₂	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	1.1	1.0	4.0	3.7	4.4	0.0	0.0	0.0	0.1	0.3	0.5	0.0	0.1	0.0	0.5	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1						
Al ₂ O ₃	20.9	21.1	9.1	8.5	9.1	11.8	9.9	14.1	14.1	13.9	21.3	21.5	6.8	10.6	12.1	11.8	31.6	20.5	20.7	16.0	8.4	18.9	16.4	20.9	20.9	8.7	6.0	20.9	20.9	20.9	20.9	8.7	6.0	20.9	20.9	20.9	20.9	8.7	6.0	20.9	20.9	20.9						
Cr ₂ O ₃	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.2	0.0	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0						
FeO _{общ}	29.3	27.6	6.2	6.5	6.6	16.1	15.4	17.8	18.9	17.5	22.0	23.2	4.6	3.0	8.4	8.8	1.5	27.6	29.0	17.1	9.5	0.6	2.4	25.3	25.6	5.7	6.3	25.3	25.6	25.3	25.6	5.7	6.3	25.3	25.6	25.3	25.6	5.7	6.3	25.3	25.6	25.3						
MnO	0.8	0.9	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.4	0.5	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.6	0.6	0.1	0.0	0.0	0.0	0.5	0.6	0.0	0.0	0.5	0.6	0.5	0.6	0.0	0.0	0.5	0.6	0.5	0.6	0.0	0.0									
MgO	4.0	3.4	8.2	8.6	7.9	10.4	11.7	12.4	11.6	12.6	8.7	8.5	12.1	9.3	15.8	15.6	0.1	3.4	3.7	9.2	7.3	0.1	2.0	5.3	5.4	9.3	10.4	5.3	5.4	5.3	5.4	9.3	10.4	5.3	5.4	5.3	5.4	9.3	10.4									
CaO	7.0	8.8	13.7	14.3	13.1	8.2	8.8	0.2	0.0	0.0	7.9	7.0	17.9	13.8	8.0	10.0	23.5	9.3	7.8	10.1	12.7	0.3	6.1	9.8	8.7	14.6	16.3	9.8	8.7	9.8	8.7	14.6	16.3	9.8	8.7	9.8	8.7	14.6	16.3									
Na ₂ O	0.1	0.0	6.2	5.8	6.6	4.1	3.8	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	3.0	6.5	3.7	3.1	0.0	0.1	0.0	3.2	6.8	11.4	8.0	0.0	0.0	6.0	3.7	0.0	0.0	0.0	0.0	6.0	3.7	0.0	0.0	0.0	0.0	6.0	3.7									
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	0.8	9.4	9.3	9.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.2	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0									
Сумма	99.9	100.0	99.3	99.4	99.5	96.1	96.5	95.7	94.1	94.4	100.0	100.1	99.3	99.6	96.5	96.0	96.2	99.5	99.5	97.6	99.8	100.3	100.0	99.9	99.2	99.3	100.6	99.9	99.2	99.9	99.2	99.3	100.6	99.9	99.2	99.9	99.2	99.3	100.6									
Si, ф.ед.	3.0	3.0	2.0	2.0	2.0	6.6	6.8	2.8	2.8	2.8	3.0	3.0	2.0	2.0	6.9	6.7	3.2	3.0	3.0	6.2	2.0	3.0	2.9	3.0	3.0	2.0	2.1	3.0	3.0	3.0	3.0	2.0	2.1	3.0	3.0	3.0	3.0	2.0	2.1									
Ti	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0									
Al	2.0	2.0	0.4	0.4	0.4	2.1	1.8	1.3	1.3	1.2	1.9	1.9	0.3	0.4	2.0	2.0	3.0	1.9	1.9	2.8	0.4	1.0	0.9	1.9	1.9	0.4	0.2	1.9	1.9	1.9	1.9	0.4	0.2	1.9	1.9	1.9	1.9	0.4	0.2									
Cr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0									
Fe ²⁺	1.9	1.8	0.1	0.2	0.1	1.7	1.4	1.1	1.2	1.1	1.3	1.4	0.1	0.1	0.9	0.8	0.1	1.8	1.9	2.1	0.2	0.0	0.1	1.6	1.6	0.1	0.2	1.6	1.6	1.6	1.6	0.1	0.2	1.6	1.6	1.6												
Fe ³⁺	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.3	0.5	—	—	—	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.3	—	—	0.1	0.0	0.1	—	—	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1												
Mn	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0									
Mg	0.5	0.4	0.4	0.5	0.4	2.4	2.6	1.4	1.3	1.4	1.0	1.0	0.7	0.5	3.4	3.4	0.4	0.4	0.4	2.0	0.4	0.0	0.1	0.6	0.6	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6												
Ca	0.6	0.7	0.5	0.6	0.5	1.3	1.4	0.0	0.0	0.0	0.6	0.6	0.7	0.5	1.2	1.6	2.0	0.8	0.7	1.6	0.5	0.0	0.3	0.8	0.7	0.6	0.6	0.8	0.7	0.8	0.7	0.6	0.6	0.8	0.7	0.8												
Na	0.0	0.0	0.4	0.4	0.5	1.2	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.5	1.0	0.9	0.0	0.0	0.0	0.9	0.5	1.0	0.7	0.0	0.0	0.4	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.3	0.0	0.0	0.0												
K	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2	0.9	0.9	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0												
Fe _{общ}	1.9	1.8	0.2	0.2	0.2	2.0	1.9	1.1	1.2	1.1	1.4	1.5	0.1	0.1	1.0	1.1	0.1	1.8	1.9	2.1	0.3	0.0	0.1	1.7	1.7	0.2	0.2	1.7	1.7	1.7	1.7	0.2	0.2	1.7	1.7	1.7												
Сумма	8.0	8.0	4.0	4.0	4.0	15.9	15.9	7.8	7.8	7.8	8.0	8.0	4.0	4.0	15.6	15.7	8.3	8.0	8.0	15.8	4.0	5.0	5.0	8.0	8.0	4.0	3.9	8.0	8.0	8.0	8.0	4.0	3.9	8.0	8.0	8.0												

Таблица 2.

Представительные составы минералов

Компо- нент	Му-93-44						Му-93-45						Му-93-47				
	Grт	Grт	Bt1	Pl	Fsp	Incl	Grт	Grт	Incl	Bt	Pl	Al	Grт	Grт	Bt 1	Inc 1	Inc 2
	<i>c</i>	<i>r</i>				Pl	<i>c</i>	<i>r</i>	Bt				<i>r</i>	<i>c</i>		Bt- <i>r</i>	Bt
SiO ₂ , мас. %	37.8	37.5	34.2	63.8	64.7	65.2	37.6	37.4	36.4	36.5	62.9	37.5	37.7	37.3	33.3	34.2	33.2
TiO ₂	0.1	0.0	2.2	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	1.5	2.3	0.0	0.0	0.0	0.0	3.8	2.7	2.6
Al ₂ O ₃	20.2	20.2	16.0	23.3	18.4	17.9	20.2	20.2	17.9	16.5	24.2	23.6	20.5	20.0	14.3	16.7	15.9
Cr ₂ O ₃	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0
FeO _{общ}	29.1	29.1	33.4	0.1	0.0	0.2	28.7	25.2	19.5	18.4	0.0	11.5	30.8	32.1	34.0	33.9	35.2
MnO	1.5	1.4	0.3	0.0	0.0	0.0	3.1	6.7	0.2	0.4	0.3	0.2	3.7	3.0	0.1	0.4	0.4
MgO	0.3	0.3	1.9	0.0	0.0	0.0	2.8	2.7	10.1	10.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.4	0.5
CaO	11.2	11.6	0.1	4.3	0.0	0.0	7.2	7.2	0.1	0.0	5.7	21.4	7.7	7.8	0.0	0.0	0.0
Na ₂ O	0.1	0.1	0.1	8.6	0.4	0.3	0.0	0.0	0.2	0.2	7.5	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1
K ₂ O	0.0	0.0	9.0	0.2	16.5	16.2	0.0	0.0	9.0	9.2	0.1	0.0	0.0	0.0	9.5	9.3	9.3
Сумма	100.2	100.0	97.3	100.3	100.1	99.9	99.7	99.4	94.9	94.4	100.8	94.3	100.4	100.3	95.7	97.9	97.3
Si, ф.ед.	3.0	3.0	2.7	2.8	3.0	3.0	3.0	3.0	2.8	2.8	2.8	3.3	3.0	3.0	2.7	2.7	2.7
Ti	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2	0.2
Al	1.9	1.9	1.5	1.2	1.0	1.0	1.9	1.9	1.6	1.5	1.3	2.4	1.9	1.9	1.4	1.6	1.5
Cr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe ⁺²	1.9	1.9	2.2	0.0	0.0	0.0	1.8	1.6	1.2	1.2	0.0	0.8	2.0	2.1	2.3	2.3	2.4
Fe ⁺³	0.1	0.1	—	—	—	—	0.1	0.1	—	—	—	—	0.1	0.1	—	—	—
Mn	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.2	0.0	0.0	0.0
Mg	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.3	0.3	1.1	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1
Ca	1.0	1.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.6	0.6	0.0	0.0	0.3	2.0	0.7	0.7	0.0	0.0	0.0
Na	0.0	0.0	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K	0.0	0.0	0.9	0.0	1.0	1.0	0.0	0.0	0.9	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	1.0	1.0
Fe _{общ}	2.0	2.0	—	—	—	—	1.9	1.7	—	—	—	—	2.1	2.2	—	—	—
Сумма	8.0	8.0	7.8	5.0	5.0	5.0	8.0	8.0	7.8	7.8	4.9	8.5	8.0	8.0	7.8	7.8	7.9

ческого равновесия между гранатом и пироксеном. Кроме того, большая неопределенность возникает в расчете трехвалентного железа.

В образце Му-93-90 (первый структурный тип) вариации железистости наблюдаются у включений омфациита в пределах одного зерна граната. Как следствие большой разброс в полученных значениях температур равновесия (690—600 °С). Для других образцов разброс существенно меньше (см. табл. 3).

Наименьший разброс в температурах равновесия наблюдается для образцов эклогитов, в омфациите которых, по расчетным данным, трехвалентное железо отсутствует.

Эклогиты второго структурного типа характеризуются вариациями температур равновесия от 530 до 770 °С. Самые высокие температуры равновесия получены для наиболее магниальных, эклогитов, содержащих цоизит (Му-93-21) и кианит (Му-93-73). В то же время у эклогитов первого структурного типа вариации температур равновесия значительно меньше (640—720 °С).

Величина давления, оцененная по содержанию жадеитового компонента в омфациите [Holland, 1983], лежит в интервале 14—18 кбар. Следует отметить, что это минимальные величины, поскольку плагиоклаз в ассоциации отсутствует. Значительно более высокие величины давления (24.5—27 кбар) получены для кианитового эклогита при использовании геобарометра, предложенного К. Равна и М. Терри [Ravna, Terry, 2004].

Температуры равновесия гнейсов, оцененные по гранат-биотитовым геотермометрам [Перчук и др., 1983; Dasgupta et al., 1991], близки к оценкам О.В. Авченко с соавторами [Авченко и др., 1988].

ГЕОХИМИЯ ЭКЛОГИТОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Эклогиты показывают значительные вариации состава (табл. 4). Магниальность (MgO/(MgO + Fe₂O₃) × 100) варьирует от 33 до 65 %, Al₂O₃ от 11.5 до 18.4 %, K₂O от 0.03 до 0.7 %, TiO₂ от 1.5 до 4.1 %.

вмещающих гнейсах и гранитогнейсах Муйской глыбы

Му-93-54			Му-93-66					Му-93-117								
Grт	Grт	Bt	Grт	Grт	Bt	Pln	Pl 2	Grт	Grт	Amp	Amp	Cpx	Sph	Clт	Incl	Pl 2
<i>c</i>	<i>r</i>		<i>c</i>	<i>r</i>				<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>r</i>				Sph	
36.9	37.2	33.2	38.2	38.3	36.6	64.8	70.7	37.7	38.0	41.1	40.9	52.2	30.3	27.0	30.0	65.1
0.1	0.2	1.9	0.1	0.0	2.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.9	0.7	0.1	35.5	0.2	35.6	0.0
18.3	20.1	15.5	21.1	21.1	16.0	22.7	21.5	20.6	20.7	11.6	11.8	0.9	3.6	18.1	3.7	22.7
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
25.9	29.8	32.7	19.3	19.5	22.5	0.1	0.2	23.6	22.0	22.9	22.9	15.3	0.5	32.8	0.4	0.1
3.1	1.2	0.5	5.8	5.9	0.5	0.0	0.0	1.9	2.6	0.6	0.7	0.6	0.1	0.6	0.1	0.0
0.0	0.0	2.5	1.5	1.5	9.0	0.0	0.0	1.3	0.8	5.9	5.9	8.8	0.0	10.3	0.0	0.0
15.2	11.5	0.1	14.3	14.3	0.0	3.6	0.2	14.3	15.8	11.1	11.1	22.2	28.0	0.0	28.0	4.1
0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	9.3	6.6	0.0	0.0	1.4	1.5	0.6	0.1	0.0	0.1	8.4
0.0	0.0	8.6	0.0	0.0	9.3	0.3	0.3	0.0	0.0	1.6	1.6	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1
99.4	100.2	95.1	100.4	100.5	96.0	100.7	99.6	99.5	100.0	97.0	96.8	100.7	98.0	89.3	97.8	100.5
3.0	3.0	2.7	3.0	3.0	2.8	2.8	3.0	3.0	3.0	6.5	6.5	2.0	1.0	1.7	1.6	2.8
0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.9	0.0	1.4	0.0
1.7	1.9	1.5	2.0	2.0	1.5	1.2	1.1	1.9	1.9	2.2	2.2	0.0	0.1	1.3	0.2	1.2
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1.5	1.9	2.2	1.2	1.2	1.4	0.0	0.0	1.5	1.4	2.8	2.8	0.5	0.0	1.7	0.0	0.0
0.2	0.1	—	0.0	0.0	—	—	—	0.1	0.1	0.4	0.3	0.0	—	—	—	—
0.2	0.1	0.0	0.4	0.4	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
0.0	0.0	0.3	0.2	0.2	1.0	0.0	0.0	0.2	0.1	1.4	1.4	0.5	0.0	0.9	0.0	0.0
1.3	1.0	0.0	1.2	1.2	0.0	0.2	0.0	1.2	1.3	1.9	1.9	0.9	1.0	0.0	1.6	0.2
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	0.5	0.0	0.0	0.4	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7
0.0	0.0	0.9	0.0	0.0	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1.8	2.0	—	1.3	1.3	—	—	—	1.6	1.5	3.1	3.1	0.5	0.0	1.7	0.0	0.0
8.0	8.0	7.9	8.0	8.0	7.8	5.0	4.7	8.0	8.0	15.7	15.7	4.0	3.0	5.7	4.9	4.9

Примечание. Fsp — калиевый полевой шпат, Aln — алланит, Sph — сфен, Clт — хлорит.

Все эклогиты в разной степени обогащены редкоземельными элементами (РЗЭ) относительно хондрита. Наиболее сильное обогащение РЗЭ наблюдается у эклогита Му-93-93 (рис. 6), который характеризуется наиболее низким содержанием SiO₂ (42.7 %), а также наиболее низкой величиной магнетиальности. У всех образцов, за исключением эклогита Му-93-90, наблюдается слабый отрицательный наклон кривых распределения РЗЭ (La/Yb)_N = 1.6—3.2. У эклогита Му-93-90 наиболее низкая величина (La/Yb)_N (0.65) и сложный характер распределения редкоземельных элементов. Небольшой отрицательный наклон от лютеция до тербия сменяется крутым положительным наклоном до европия и слабым отрицательным от самария до лантана. У эклогитов Му-93-21 и Му-93-73 наблюдается положительная европиевая аномалия, в то время как у эклогита Му-93-93 — отрицательная (Eu* = 0.67).

Следует отметить, что разные типы эклогитов демонстрируют разный характер распределения РЗЭ. Только высокомагнезиальные эклогиты имеют положительную европиевую аномалию, для них также характерны наиболее фракционированные спектры распределения РЗЭ. Содержание редкоземельных элементов в образце эклогита Му-93-93, характеризующегося крайне неравномерным распределением пироксена и граната, более чем на два порядка выше по сравнению с хондритом (см. рис. 6).

На мультиэлементном графике, нормированном на базальт N-MORB видно, что все эклогиты Муйской глыбы демонстрируют обогащение легкими РЗЭ, а также другими несовместимыми элементами (см. рис. 6). В то же время у них наблюдается отрицательная аномалия по фосфору. Содержания ниобия и тантала в муйских эклогитах значительно выше, чем в N-MORB.

На мультиэлементной диаграмме, нормированной на примитивную мантию (рис. 7), часть эклогитов демонстрирует отрицательную (Му-93-21, 73) либо положительную (Му-93-90) аномалию по Zr и Hf. Для эклогита Му-93-90, в отличие от других образцов, характерна положительная аномалия по титану. В то же время эклогиты Му-93-93, 21, 73 демонстрируют сильную отрицательную титановую аномалию, которая сопровождается отрицательной аномалией по ниобию и танталу.

Таблица 3. Температуры равновесия эклогитов и гнейсов Муйской глыбы при давлении 15 кбар

Геотермометр, T, °C	Эклогиты								Геотермометр, T, °C	Гнейсы		
	Му-93-53	Му-93-71	Му-93-16	Му-93-21	Му-93-73	Му-93-93	Му-93-90	Му-93-55		Му-93-45	Му 93-54	Му-93-66
[Ellis, Green, 1979]	660—700	570—650	530—640	690—750	730—770	640—720	610—700	640—650	[Dasgupta et al., 1991]	610—710	306—365	520—690
Среднее	680	620	590	730	740	660	650	649	Среднее	640	335	620
Дисперсия	12	26	38	19	20	30	31	6	Дисперсия	26	41	56
[Ravna, 2000]	590—640	480—590	460—570	580—680	650—700	580—650	540—630	570—580	[Перчук и др., 1983]	570—630	330—410	530—630
Среднее	620	550	520	640	670	600	580	578	Среднее	590	381	590
Дисперсия	13	31	38	36	23	27	30	5	Дисперсия	15	34,33	25
[Powell, 1985]	630—680	530—630	500—620	670—730	710—750	620—700	590—680	620—630	N	15	4	16
Среднее	660	590	570	710	720	640	630	627				
Дисперсия	12	27	39	19	20	30	33	7				
N	13	11	8	7	4	7	5	2				

Примечание. N — количество расчетов температур равновесия.

Эклогит Му-93-73 имеет положительную аномалию по стронцию, в то время как Му-93-90 — отрицательную. У эклогитов с наиболее выраженными аномалиями по стронцию имеются комплементарные аномалии по европию, что свидетельствует о процессах фракционирования плагиоклаза. Так, положительная аномалия европия ($Eu^* = 1.28$) у обр. Му-93-73 сопровождается положительной аномалией по стронцию. В то же время отрицательная европиевая аномалия ($Eu^* = 0.67$) в обр. Му-93-93 коррелирует с отрицательной аномалией по стронцию. У всех эклогитов, за исключением Му-93-16 и Му-93-73 наблюдаются отрицательные аномалии по калию. Указанные выше особенности могут объясняться процессами внутрикорового фракционирования. На это указывает отрицательная корреляция величины магнезиальности эклогитов с титаном (рис. 8).

Гранитогнейсы характеризуются достаточно широкими вариациями содержаний (мас. %) кремния ($SiO_2 = 59.3—76.2$), магния ($MgO = 0.14—3.5$) и железа ($Fe_2O_3 = 2.8—9.9$). На вариационных диаграммах наблюдается отрицательная корреляция кремния с титаном, алюминием, железом, магнием (рис. 9). Это позволяет рассматривать протолиты гнейсов как единую магматическую серию.

Отношение K/Rb в гнейсах варьирует от 80 до 216, Rb/Cs от 18 до 80. Среднее значение (30) близко к Rb/Cs отношению в верхней коре. Цирконий коррелирует с иттрием и гафнием. В то же время не наблюдается корреляции титана с ниобием и танталом. Это свидетельствует о том, что содержание этих элементов в гнейсах контролируется не только рутилом. Корреляция тория с церием может свидетельствовать о контроле содержания этих элементов алланитом. Корреляция циркония с иттрием свидетельствует о возможности фракционирования циркона.

На дискриминантной диаграмме [Pearce et al., 1984] (рис. 10) точки составов гнейсов ложатся вблизи границ полей. Учитывая имеющиеся неопределенности в положении границ полей, определить геодинамическую позицию протолитов не представляется возможным.

Как видно на графике (рис. 11), гнейсы характеризуются различной степенью фракционирования редкоземельных элементов. Отношение $(La/Sm)_N$ варьирует от 1.58 до 3.9, а $(La/Yb)_N$ от 0.88 до 14.1. У всех гнейсов, за исключением обр. Му-93-10, наблюдается европиевая аномалия. Однако только у наиболее деплетированного в отношении легких редких земель гнейса Му-93-3 она положительная ($Eu^* = 1.93$), все остальные образцы имеют отрицательную европиевую аномалию ($Eu^* = 0.84...0.33$).

На мультиэлементном графике, нормированном на примитивную мантию, у всех гнейсов, за исключением Му-93-3, наблюдаются отрицательные аномалии по Ti, P, Nb, Ta (рис. 12, а). В то же время гнейс Му-93-3 имеет положительные аномалии по танталу, ниобию, цирконию и гафнию и характеризуется обогащением крупноионными литофильными элементами (K, Cs, Rb, Ba). На мультиэлементном

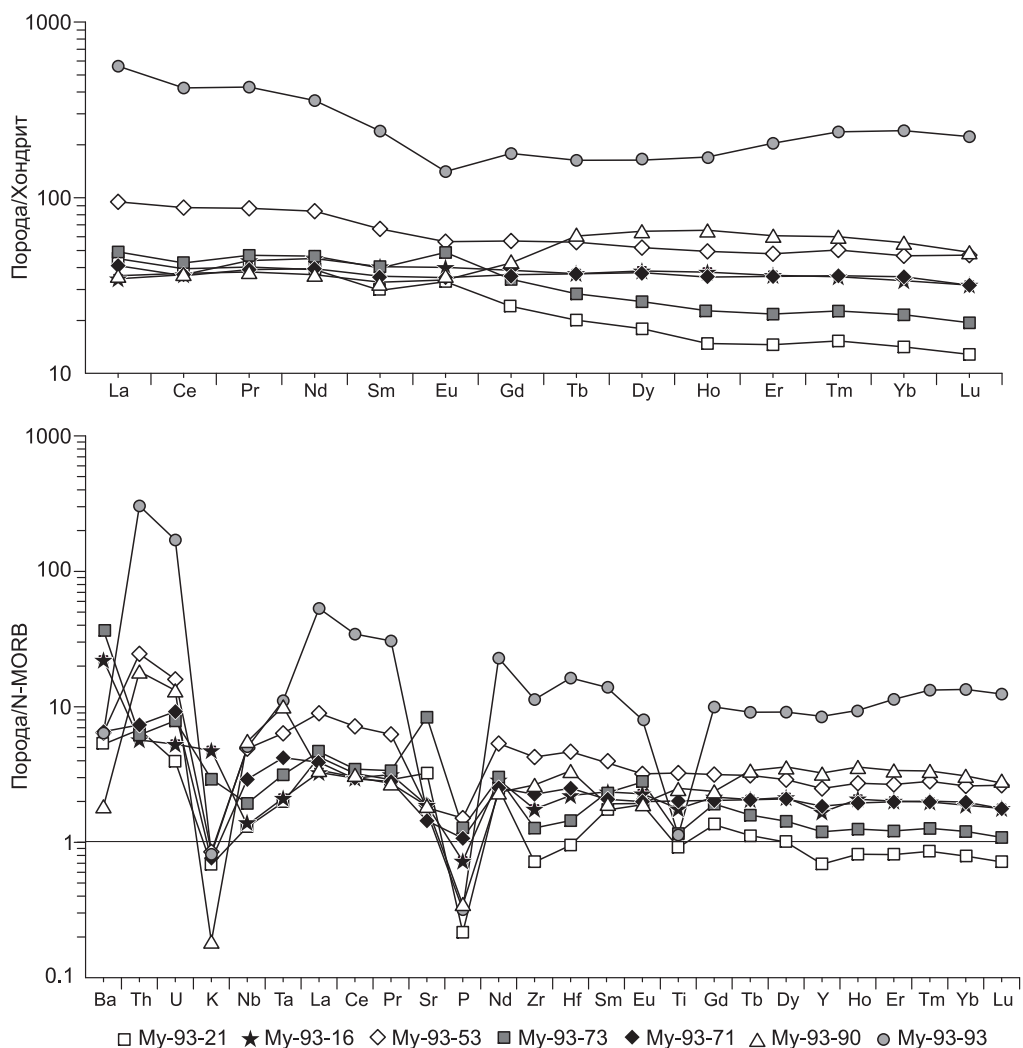


Рис. 6. Распределения редкоземельных элементов в эклогитах Муйской глыбы [Sun, McDonough, 1989; McDonough, Sun, 1995].

графике, нормированном на верхнюю кору (см. рис. 12, б), все гнейсы за исключением Му-93-43 демонстрируют обеднение легкими РЗЭ относительно тяжелых $((La/Yb)_N = 0.08—0.77)$. Для всех образцов, за исключением Му-93-10, характерны как положительные, так и отрицательные европиевые аномалии.

ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для определения абсолютного возраста Sm-Nd методом были отобраны образцы среднезернистого эклогита Му-93-55, а также вмещающего гранат-биотитового гнейса Му-93-54 (Crt + Bt + Amp + Pl + Fsp + Qtz + Mgt + Sph). Из гранитогнейса Му-93-54 были отобраны мономинеральные фракции граната, амфибола, биотита и магнетита, из эклогита — граната и пироксена. Для эклогита Му-93-55 получена внутренняя изохрона, отвечающая возрасту 631 ± 17 млн лет (см. рис. 13, а, табл. 5). Гранат, магнетит и порода гранитогнейса Му-93-54 ложатся на изохрону, отвечающую возрасту 636 ± 8.9 млн лет (см. рис. 13, б). Точки составов амфибола и биотита ложатся вне изохроны.

В эклогите Му-93-90 определен изотопный состав кислорода, пироксена ($\delta^{18}O = 5.5$) и граната ($\delta^{18}O = 4.4$), в эклогите Му-93-53 граната ($\delta^{18}O = 3.9$). Значение $\delta^{18}O$ в пироксене эклогита Му-93-90 отвечает среднемантийному (5.5). Величина фракционирования изотопов кислорода между гранатом и пироксеном $\delta^{18}O_{Omph-Grt}$ (‰) отвечает равновесному значению при температуре $800^\circ C$ [Zheng et al., 1999, 2002; Jahn et al., 2003]. Для граната из обр. Му-93-53 значение $\delta^{18}O$ немного ниже среднемантийного.

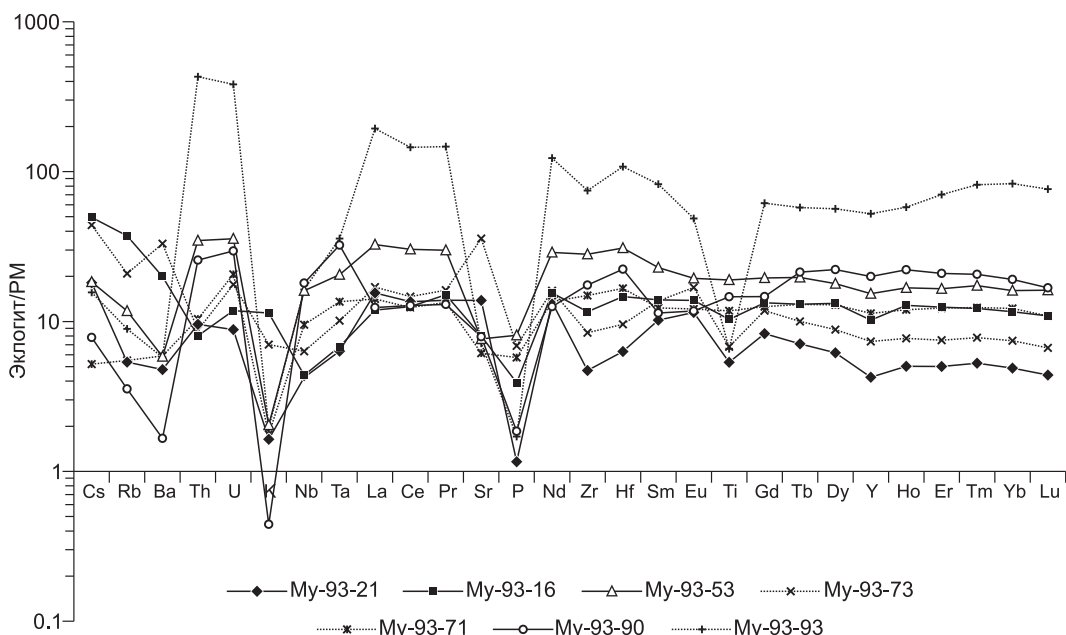


Рис. 7. Мультиэлементные спектры распределения элементов в эклогитах Муйской глыбы, нормированных на примитивную мантию [McDonough Sun, 1995].

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

В кварце эклогитов и вмещающих пород были исследованы флюидные включения. Установлены четыре типа включений (табл. 6, 7).

Включения жидкого азота типичны для эклогитов. Значительно реже они присутствуют в гнейсах. Этот тип включений встречается в виде изолированных групп, состоящих из 3—5 включений. Включения гомогенизируются в жидкость при температурах $-150...-196\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 14), что отвечает вариациям плотности азота $0.48\text{—}0.81\text{ г/см}^3$. Наиболее ранние, предположительно первичные, включения гомогенизируются в жидкость в интервале $-188...-196\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($0.77\text{—}0.81\text{ г/см}^3$). Некоторые существенно азотные включения (по данным рамановской спектроскопии) не гетерогенизируются при температуре $-196\text{ }^{\circ}\text{C}$, что предполагает плотность выше 0.81 г/см^3 .

По данным исследования включений методом комбинационного рассеяния, состав первичных включений в кварце эклогитов представлен чаще всего чистым азотом (100 мол. %), иногда с примесью метана (до 4.9 мол. %) (см. табл. 6; рис. 15). Среди вторичных азотных включений значительно чаще встречаются включения с примесью метана (до 8.6 мол. %) и включения с примесью углекислоты (до 9.1 мол. %), которая обычно не характерна для первичных включений в эклогитах.

Вторичные однофазовые включения азота также установлены в гнейсах. Они обычно располагаются вдоль залеченных трещин, гомогенизируются в жидкость при более высоких температурах ($T_{\text{гом}}$ от -153 до $-179\text{ }^{\circ}\text{C}$) и, соответственно, являются менее плотными ($0.56\text{—}0.65\text{ г/см}^3$), чем ранние азотные включения в эклогитах. По данным КР-анализа, их состав представлен практически чистым азотом (до 100 мол. %) либо смесью $\text{N}_2\text{-CO}_2\text{-CH}_4$: N_2 (80.3—100 мол. %), CO_2 (0.0—8.2 мол. %) и CH_4 (до 19.7 мол. %) (см. табл. 6).

Однофазовые включения жидкой углекислоты встречаются во вмещающих породах

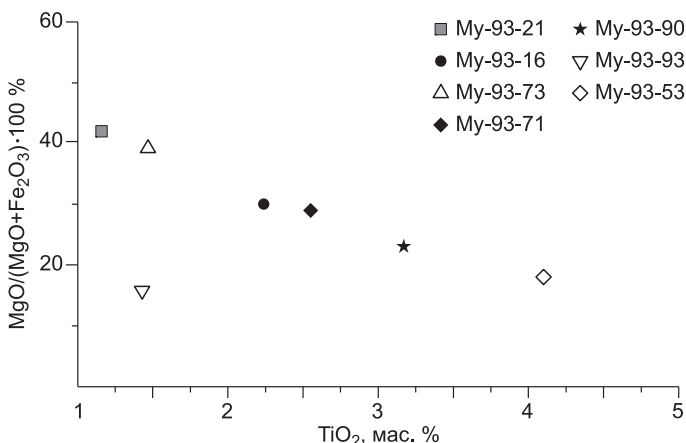


Рис. 8. Корреляция содержания TiO_2 с магнезиальностью эклогитов Муйской глыбы.

Таблица 4. Содержание петрогенных и редких элементов в породах Муйской глыбы

Компонент	93-21	93-16	93-53	93-73	93-71	93-90	93-93	93-3	93-44	93-45	93-47	93-48	93-66	93-117	93-19	93-43	93-60	93-82	93-89	93-10	93-88
SiO ₂	46.8	46.2	45.8	45.2	47.1	46.3	42.7	59.4	67.4	64.8	74.2	62.5	70.5	70.1	74.5	67.2	59.5	66.0	76.3	76.1	72.8
TiO ₂	1.2	2.2	4.1	1.5	2.6	3.2	1.4	0.7	0.7	0.5	0.3	1.4	0.4	0.4	0.3	0.6	0.8	0.6	0.3	0.9	0.4
Al ₂ O ₃	15.5	12.8	11.5	18.4	13.9	13.8	17.1	16.9	13.5	13.2	12.1	13.7	13.3	13.2	12.7	14.6	16.7	15.2	11.6	10.2	11.5
Fe ₂ O ₃	12.6	15.3	22.6	12.1	15.3	17.3	22.2	9.6	8.0	9.9	4.0	9.7	4.7	4.5	2.8	4.7	7.8	7.5	2.8	5.4	3.9
MnO	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3	0.5	0.1	0.1	0.3	0.1	0.2	0.3	0.2	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1
MgO	9.1	6.7	5.1	7.8	6.2	5.2	4.3	3.5	0.4	2.3	0.1	2.5	1.5	0.9	0.4	1.0	3.2	2.6	0.2	1.3	1.0
CaO	11.0	11.2	9.3	10.9	10.5	11.0	10.0	2.2	2.8	2.3	1.2	3.9	3.1	3.6	1.1	2.5	4.8	1.5	1.1	1.5	3.2
Na ₂ O	2.7	3.5	3.1	2.0	3.9	3.6	2.2	2.8	2.9	3.4	2.8	1.5	3.6	3.1	3.8	3.3	2.7	1.4	2.5	2.2	1.4
K ₂ O	0.1	0.7	0.1	0.4	0.1	0.0	0.1	3.0	3.5	1.7	4.4	2.8	1.6	3.4	3.9	3.6	2.8	3.8	4.5	1.7	1.9
P ₂ O ₅	0.1	0.2	0.4	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.3	0.1	0.1	0.0	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1
BaO	0.0	0.0	>0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1
П.л.п.	0.0	-0.3	-2.1	0.9	0.0	-0.6	-0.7	1.3	0.2	1.2	0.2	1.2	0.4	0.0	0.2	1.8	1.0	1.0	0.4	0.4	3.4
Сумма	99.2	98.9	100.2	99.8	100.1	100.2	99.9	99.6	99.8	99.8	99.5	99.8	99.6	99.8	99.7	99.8	99.8	99.8	99.8	99.8	99.9
Cs	0.6	1.6	0.6	1.4	0.2	0.3	0.5	4.8	3.8	4.2	2.9	3.6	1.3	1.2	1.5	5.7	3.8	4.0	1.7	2.3	4.1
Rb	3.4	23.7	7.5	13.2	3.5	2.3	5.7	122.8	117.9	76.0	144.3	129.5	53.4	65.4	111.1	176.6	114.4	111.7	133.6	63.7	101.4
Ba	33.4	139.4	40.7	231.0	41.3	11.6	40.3	645.1	1711.9	677.7	933.5	806.0	561.1	2641.3	952.8	1326.6	867.7	1200.9	1714.0	619.5	1211.1
Th	0.8	0.7	2.9	0.7	0.9	2.2	36.5	5.1	14.3	10.4	22.7	12.8	19.8	8.6	20.3	31.3	12.4	6.2	20.7	10.3	6.2
U	0.2	0.2	0.7	0.4	0.4	0.6	8.0	0.6	3.1	2.3	6.1	2.7	3.2	1.4	3.0	2.5	2.5	1.8	2.6	1.7	1.5
Nb	3.0	3.1	11.4	4.5	6.8	12.9	11.7	6.4	24.6	17.9	28.5	18.8	8.0	8.7	11.0	17.9	13.5	9.2	13.1	8.6	9.6
Ta	0.3	0.3	0.8	0.4	0.6	1.3	1.5	0.6	1.9	1.5	2.2	1.5	0.8	0.8	1.1	1.3	1.2	0.8	1.3	0.9	0.8
La	10.7	8.2	22.4	11.6	9.7	8.5	133.1	4.2	46.8	39.0	142.4	44.5	50.4	21.2	40.7	58.6	51.6	30.3	38.6	26.1	15.3
Ce	24.1	22.3	53.8	26.0	22.0	22.7	258.3	7.0	132.5	91.1	231.8	138.0	105.3	52.0	121.7	108.7	98.2	59.1	135.7	49.0	31.1
Pr	3.8	4.2	8.3	4.5	3.7	3.6	40.5	1.2	16.3	13.7	41.1	15.3	14.3	6.1	12.6	13.5	12.9	7.6	11.4	6.2	4.0
Sr	291.4	169.0	161.6	754.1	129.6	166.9	151.0	328.0	329.1	164.4	178.1	194.9	391.0	452.4	132.8	270.2	712.3	273.1	107.5	180.4	348.8
Nd	18.2	21.0	39.1	21.7	18.4	17.0	166.9	4.9	73.0	60.9	170.0	61.0	56.9	26.0	47.3	50.2	49.1	30.6	43.4	23.5	16.3
Zr	52.7	130.0	315.0	94.2	167.0	195.8	837.3	131.9	691.3	564.9	564.9	442.9	248.7	222.2	392.7	225.4	200.9	132.6	325.1	264.7	142.8
Hf	1.9	4.5	9.6	3.0	5.1	6.9	33.4	4.3	20.9	32.5	21.6	14.5	10.3	8.5	15.5	7.4	6.9	4.6	14.3	9.9	4.9
Sm	4.5	6.2	10.2	6.1	5.5	5.1	36.6	1.3	17.5	15.9	34.6	14.8	11.8	6.4	11.0	9.6	9.0	5.9	10.3	4.3	3.4
Eu	1.9	2.3	3.3	2.8	2.0	2.0	8.2	1.1	4.4	4.5	4.2	3.0	1.9	1.3	1.2	1.9	2.2	1.6	1.4	1.3	0.7
Gd	4.9	7.9	11.6	7.0	7.5	8.7	36.7	2.4	19.4	19.3	34.2	14.7	10.3	7.5	11.0	8.1	7.9	6.0	10.9	4.3	3.6
Tb	0.8	1.4	2.1	1.1	1.4	2.3	6.1	0.6	3.4	3.8	5.6	2.5	1.6	1.5	1.9	1.1	1.1	0.9	1.9	0.7	0.6
Dy	4.6	9.7	13.2	6.5	9.5	16.4	41.6	4.7	21.6	30.3	36.8	17.6	9.8	10.7	12.3	6.4	7.3	6.0	12.9	4.3	4.5

Окончание табл. 4

Компонент	93-21	93-16	93-53	93-73	93-71	93-90	93-93	93-3	93-44	93-45	93-47	93-48	93-66	93-117	93-19	93-43	93-60	93-82	93-89	93-10	93-88
Y	19.3	46.5	69.8	33.4	51.6	90.8	238.0	28.2	116.0	178.9	151.2	105.5	52.3	64.8	62.4	30.4	36.6	32.5	65.3	24.8	29.2
Ho	0.8	2.1	2.8	1.3	2.0	3.6	9.5	1.0	4.4	6.8	7.0	3.9	2.1	2.4	2.5	1.2	1.5	1.2	2.7	1.0	1.1
Er	2.4	6.0	7.9	3.6	5.9	10.1	33.8	3.1	13.4	21.5	19.6	12.0	6.6	7.8	7.2	3.4	4.4	3.6	8.1	3.0	3.3
Tm	0.4	0.9	1.3	0.6	0.9	1.5	6.0	0.5	2.2	3.8	3.0	2.1	1.1	1.3	1.2	0.5	0.7	0.6	1.4	0.5	0.6
Yb	2.4	5.7	7.9	3.7	6.0	9.4	41.0	3.4	15.0	25.5	19.7	13.5	7.4	9.1	7.1	2.9	4.3	3.9	10.0	3.3	3.9
Lu	0.3	0.8	1.2	0.5	0.8	1.2	5.7	0.5	2.0	3.6	2.5	1.9	1.1	1.4	1.0	0.4	0.6	0.6	1.5	0.5	0.6
(La/Sm) _N	1.5	0.9	1.4	1.2	1.1	1.1	2.3	2.1	1.7	1.6	2.7	1.9	2.8	2.1	2.4	4.0	3.7	3.3	2.4	4.0	2.9
(La/Yb) _N	3.2	1.0	2.0	2.3	1.2	0.6	2.3	0.9	2.2	1.1	5.2	2.4	4.9	1.7	4.1	14.3	8.5	5.6	2.8	5.7	2.8
Nb/U	16.3	12.6	15.2	12.2	15.7	20.7	1.5	10.4	7.9	7.8	4.7	7.0	2.5	6.4	3.7	7.2	5.3	5.2	5.0	5.1	6.5
Zr/Hf	27.1	28.7	33.0	31.8	32.5	28.4	25.1	30.5	33.1	34.5	26.2	30.6	24.1	26.2	25.4	30.4	29.1	28.8	22.8	26.7	29.2
Nb/Ta	11.6	11.2	13.6	10.9	12.2	9.7	8.0	11.5	13.1	11.7	12.8	12.8	9.6	11.5	9.9	14.3	11.4	12.1	10.4	9.5	12.6
Sr/Nd	16.0	8.0	4.1	34.7	7.0	9.8	0.9	66.9	4.5	2.7	1.0	3.2	6.9	17.4	2.8	5.4	14.5	8.9	2.5	7.7	21.5
Th/U	4.4	2.7	3.9	2.0	2.0	3.5	4.6	8.2	4.6	4.5	3.7	4.8	6.3	6.3	6.8	12.6	4.9	3.4	7.9	6.2	4.2
Ti/Eu	3603.7	5779.9	7553.0	3113.1	7526.5	9633.3	1046.3	3984.2	1021.8	726.0	445.1	2863.0	1210.1	1700.5	1650.5	1720.9	2309.3	2076.6	1081.9	3956.4	2993.7
Y/Ho	23.5	22.1	25.4	26.5	26.2	25.0	25.1	27.7	26.1	26.2	21.6	26.7	25.0	27.1	25.1	25.1	24.0	27.0	24.4	26.1	27.1
Sm/Nd	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Ba/Th	41.0	204.6	13.8	310.2	46.7	5.3	1.1	126.0	119.8	65.2	41.2	62.8	28.3	307.7	46.9	42.4	69.9	194.7	82.8	60.0	196.2
K/Rb	120.2	120.4	68.3	132.3	126.6	49.2	86.4	102.0	122.0	93.7	127.4	89.6	124.7	216.4	144.2	85.7	102.7	140.0	138.6	109.4	79.3
Rb/Cs	5.9	14.9	12.7	9.4	21.0	9.0	11.3	25.8	30.8	18.2	49.4	36.1	40.1	56.6	74.1	31.1	30.5	28.1	80.1	27.4	24.5
Eu/Eu*	1.2	1.0	0.9	1.3	1.0	0.9	0.7	2.0	0.7	0.8	0.4	0.6	0.5	0.6	0.3	0.7	0.8	0.8	0.4	0.9	0.7

Примечания. Содержание петрогенных элементов в мас. %, редких — в г/г. Эклогиты: Му-93-21, 93-16, 93-53, 93-73, 93-71, 93-90, 93-93. Гнейсы с гранатом: Му-93-3, 93-44, 93-45, 93-47, 93-48, 93-66, 93-117. Гнейсы без граната: Му-93-19, 93-43, 93-60, 93-82, 93-89. Двуслодные гнейсы: Му-93-10, 93-88.

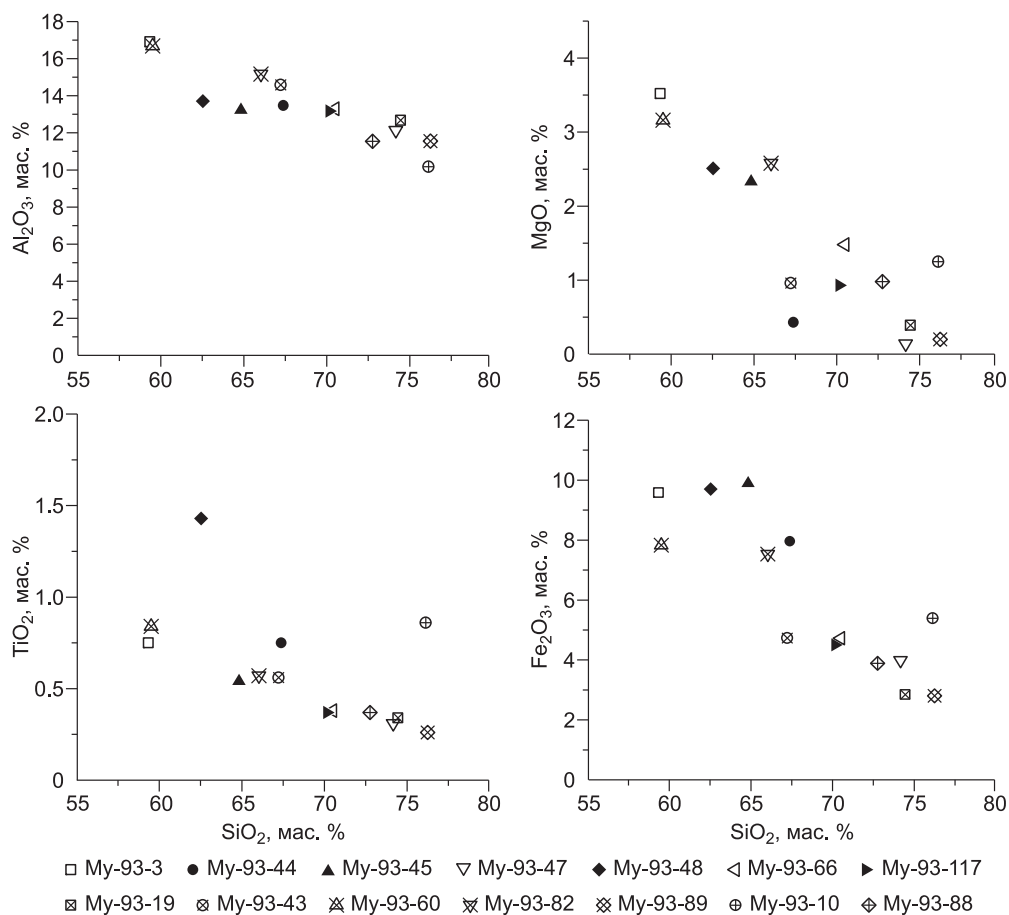
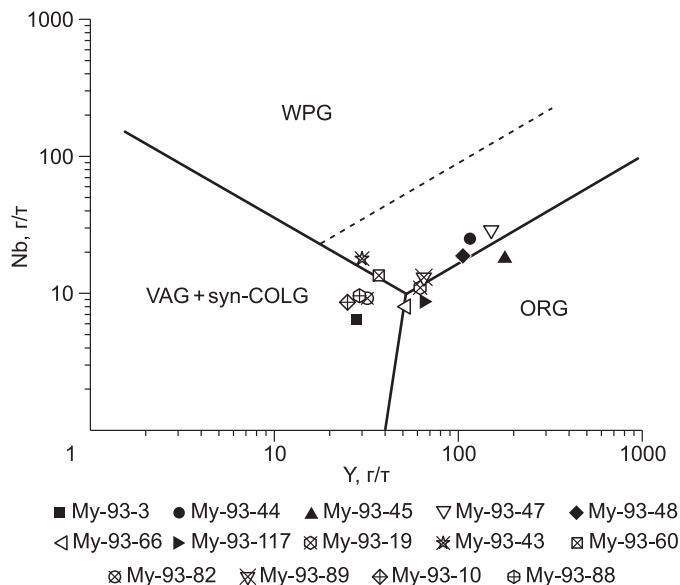


Рис. 9. Вариационные диаграммы для гранитогнейсов Муйской глыбы.

и в единичных случаях в эклогитах. Гетерогенизация включений осуществляется при охлаждении до минусовых температур в интервале $-20...-86$ °С. Температуры гомогенизации включений составляют интервал от -10 до -56 °С ($\rho = 0.98-1.14$ г/см³). Самые низкие температуры гомогенизации ($-36...-56$ °С) и соответственно наиболее высокая плотность ($1.11-1.14$ г/см³) характерны для включений, которые имеют азональное распределение в кварце вмещающих пород. Они встречаются либо поодиночке, либо изолированными группами из трех-пяти включений без видимой связи с залеченными трещинами и, вероятно, являются первичными. По данным КР-анализа, первичные включения во вмещающих породах содержат преимущественно углекислоту (до 98.5—100 мол. %) с незначительной примесью азота (до 1.5 мол. %) (см. табл. 7; рис. 15). Более высокие температуры гомогенизации (от $-10...-26$ °С; $\rho = 0.98-1.03$ г/см³) характерны

Рис. 10. Дискриминантная диаграмма Nb—Y для гранитоидов [Pearce et al., 1984].

Штриховая линия на диаграммах — граница ORG и аномальных рифтов. Поля на диаграмме: ORG — граниты океанических хребтов, WPG — внутриплитные граниты, VAG — граниты вулканических дуг, syn-COLG — коллизионные граниты.



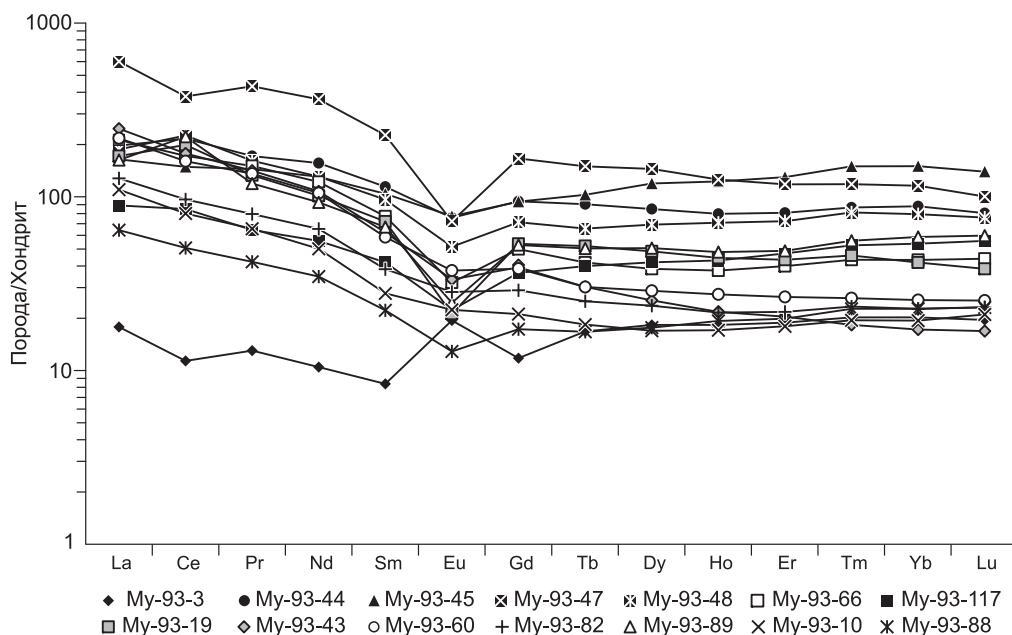


Рис. 11. Распределение редкоземельных элементов в гранитогнейсах Муйской глыбы, нормированных на хондрит [McDonough Sun, 1995].

Гнейсы с гранатом: Му-93-3, 93-44, 93-45, 93-47, 93-48, 93-66, 93-117, без граната: Му-93-19, 93-43, 93-60, 93-82, 93-89, двуслю-
дяные: Му-93-10, 93-88.

для вторичных включений жидкой углекислоты. В составе этих включений содержание азота обычно несколько выше (до 18.6 мол. %), чем в первичных (см. табл. 7).

Однофазовые вторичные включения жидкого метана редко встречаются в кварце гнейсов совместно с водно-солевыми включениями. Они гомогенизируются в жидкую фазу при температурах от $-85 \dots -101$ °C ($\rho = 0.22-0.3$ г/см³). По данным КР-анализа, состав этих включений представлен метаном (58.3—100 мол. %), нередко с примесью азота (3.5—30.7 мол. %) и углекислоты (6.2—24.2 мол. %) (см. табл. 7). В этих, а также во всех рассмотренных выше типах включений, фаза жидкой воды при оптических и криометрических исследованиях визуально не была обнаружена.

Помимо чисто газовых включений первых трех групп, в гнейсах и эклогитах редко встречаются однофазовые и двухфазовые водные включения, а также однофазовые и двухфазовые включения водно-солевых растворов. Включения водно-солевых растворов встречаются достаточно редко как в кварце вмещающих пород, так и в кварце эклогитов. Располагаются они обычно вдоль залеченных трещин и нередко совместно с вторичными включениями жидкой углекислоты, жидкого азота или жидкого метана невысокой плотности. Концентрация солей во включениях, согласно криометрическим исследованиям, низкая, достигает 2—5 мас. %, NaCl-экв. Гомогенизация в жидкость двухфазовых водно-солевых включений происходит обычно в интервале температур от 150 до 210 °C. В этих включениях законсервированы, вероятнее всего, очень поздние флюиды, которые были захвачены из гетерогенных водно-газовых систем. Это позволяет полагать, что температура была ниже 300 °C, а давление ниже 2 кбар. Давление, оцененное по изохорам, построенным для включений с максимальной плотностью азота при температуре 740 °C, отвечает величине 9—9.5 кбар для эклогитов и 8—8.5 кбар для гнейсов (рис. 16).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследование эклогитсодержащих метаморфических комплексов имеет несколько важных аспектов. Прежде всего, они маркируют палеозоны субдукции океанического или континентального типов [Ernst, 2001]. Кроме того, высокобарические комплексы дают уникальную возможность исследовать подвижность некогерентных элементов в процессах субдукции и эксгумации пород земной коры [Schmidt, Poli, 2003; Bebout, 2007].

Как отмечалось выше, до последнего времени существовали представления об архейском возрасте метаморфических пород Муйской глыбы. Полученные нами Sm-Nd изохроны для эклогита Му-93-54 и

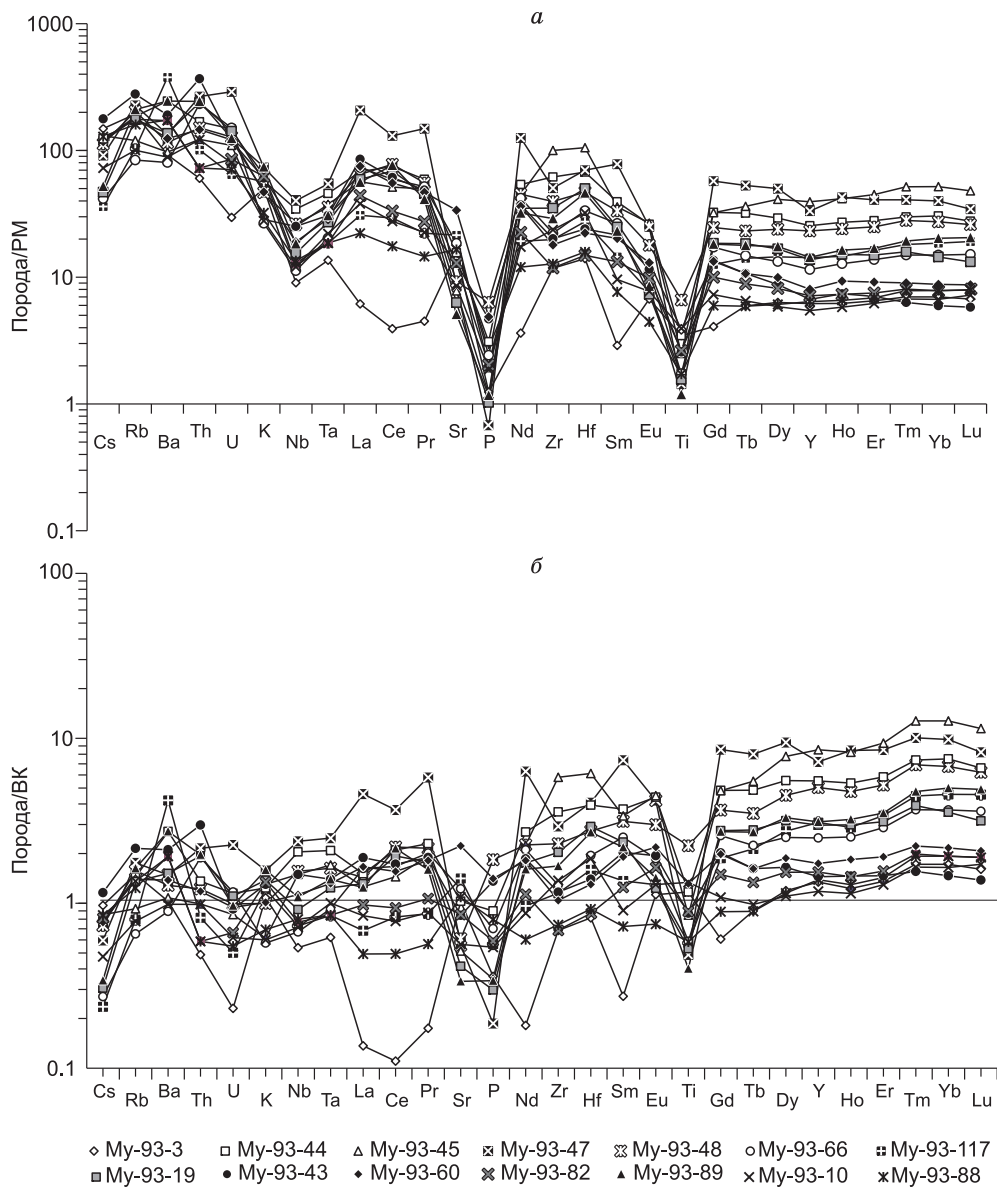


Рис. 12. Мультиэлементные спектры распределения элементов в гранитогнейсах Муйской глыбы, нормированных на примитивную мантию [McDonough, Sun, 1995] (а), на верхнюю кору [Rudnik, Gao, 2003] (б).

гранат-биотитового гнейса Му-93-53, а также эрохрона для образца эклогита Му-93-55 [Шацкий и др., 1996] свидетельствуют о неопротерозойском возрасте эклогит-гнейсового комплекса Муйской глыбы.

Модельный возраст эклогита, вычисленный относительно деплетированной мантии (T_{DM}), отвечает значению 720 млн лет. Модельный возраст гнейса 1.57 млрд лет. С учетом того, что в ходе высокобарического метаморфизма или процесса эксгумации могло измениться Sm/Nd отношение в гнейсе, для расчета модельного возраста мы также использовали двухстадийную модель [Liou, Hofmann, 1988], которая предполагает, что до метаморфизма порода имела Sm/Nd отношение, отвечающее среднекоровому (0.12). Полученное значение отличается от модельного возраста рассчитанного относительно деплетированной мантии, хотя и достаточно близко к нему (1.33 млрд лет). Эти данные свидетельствуют о значительном временном промежутке формирования протолитов вмещающих пород и эклогитов. Полученные значения также не позволяют рассматривать в качестве протолитов гнейсов породы архейского возраста.

Выполненные ранее разными авторами оценки P - T параметров эклогитов Северо-Муйской глыбы значительно отличаются. Так, согласно А.В. Авченко с соавторами [Авченко и др., 1989], температуры

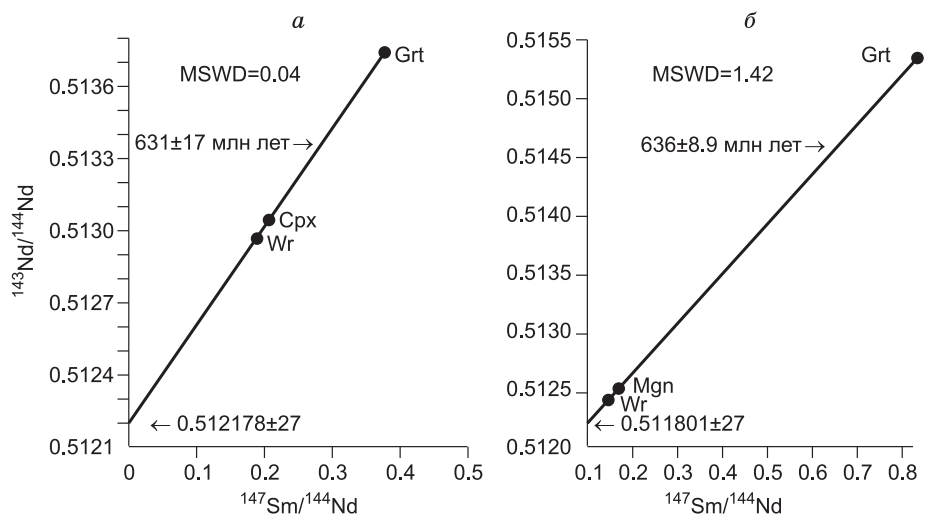


Рис. 13. Sm-Nd изохронная диаграмма.

a — для эклогита Му-93-55; *б* — для гранитогнейса.

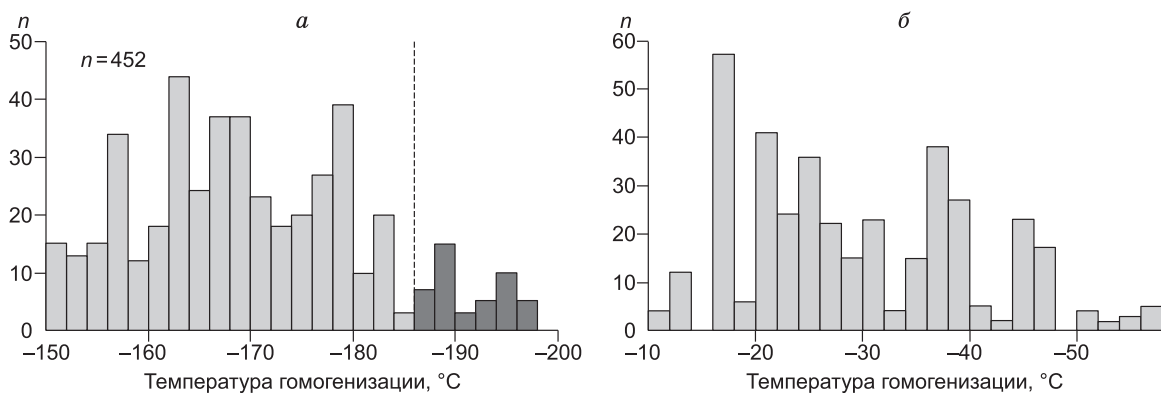


Рис. 14. Гистограммы температур гомогенизации однофазовых включений жидкого азота в кварце из эклогитов (*a*) и однофазовых углекислотных включений в кварце (*б*) из гнейсов Северо-Муйского блока.

Черным цветом выделены наиболее ранние включения жидкого азота в кварце из эклогитов.

равновесия эклогитов не превышают 600 °С, а давления 10—13 кбар. Значительно более высокие температуры (800 °С) и давления (17—18 кбар) приведены в работе Н.Л. Добрецова с соавторами [Добрецов и др., 1989]. Полученные нами ранее [Шацкий и др., 1996] оценки температур равновесия по геотермометрам Эллиса и Грина [Ellis, Green, 1979] и Пауэлла [Powell, 1985] лежат в интервале 640—760 °С и близки к температуре равновесия высокомагнезиальных эклогитов. Полученные нами новые данные показывают, что по температурам равновесия магнезиальные эклогиты отличаются от других типов эклогитов. Различие в оценках температур равновесия у разных авторов может быть связано с тем, что они исследовали разные типы эклогитов, которые могли быть эксгумированы с различных глубин.

Величина давления для эклогитов, оцененная по содержанию жадеитового компонента в пироксене, отвечает нижнему пределу и лежит в интервале от 14 до 18 кбар. Для оценки давления кианитового эклогита использовался геобарометр, предложенный К. Равна и М. Терри [Ravna, Terry, 2004]. В отсутствие фенгита для ассоциации гранат—омфациит—кианит—кварц этот барометр дает большую ошибку. Тем не менее полученные величины давления (24.5—27 кбар) значительно выше значений, оцененных по содержанию жадеитового компонента. Однако отсутствие коэсита в эклогитах Муйской глыбы свидетельствует о том, что давление при метаморфизме не достигало 25 кбар.

Изучение подвижности некогерентных элементов в процессе высокобарического метаморфизма имеет важное значение для реконструкции процессов фракционирования элементов между мантийным

Таблица 5. Sm-Nd данные для пород Муйской глыбы

Образец	Минерал	Sm, г/г	Nd, г/г	Sm ¹⁴⁷ /Nd ¹⁴⁴	Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴	Ошибка
Му-93-55	Grt	1.086	1.743	0.3768	0.513737	0.000016
	Cpx	3.444	9.989	0.2085	0.513042	0.000014
	Wr	4.899	15.487	0.1913	0.512969	0.000011
Му-93-54	Mgn	1.441	4.96	0.1757	0.512543	0.000017
	Amp	4.67	20.35	0.1388	0.512705	0.000015
	Grt	10.179	7.277	0.8460	0.515328	0.00001
	Bt	6.036	31.7	0.1152	0.512381	0.000011
	Wr	20.68	79.8	0.1567	0.512437	0.000013

Примечание. Wr — порода в целом.

Таблица 6. Состав индивидуальных флюидных включений в кварце из эклогитов Северо-Муйского блока (по данным КР-спектроскопического анализа)

Номер образца, (количество анализов)	Минеральная ассоциация	Содержание, мол. %		
		CO ₂	CH ₄	N ₂
Му-93-69-3 (1)	Grt-Cpx-Amp-Ms-Qu	0.0	0.3	99.7
Му-93-69-1 (1)	»	0.0	4.9	95.1
Му-93-69-2 (7)	»	0.0	0.0	100.0
Му-93-28-3 (1)	Grt-Cpx-Amp-Qts	0.0	0.2	99.8
Му-93-28-2 (5)	»	0.0	0.0	100.0
Му-93-28-4 (1)	»	9.1	0.0	90.9
Му-93-28-1 (1)	»	75.6	2.2	22.3
Му-93-28-4 (1)	»	69.7	7.9	22.4
Му-93-28-12(1)	»	87.2	2.0	10.8
Му-93-2-5 (1)	Grt-Cpx-Amp-Qts-Zo-Chl	0.0	0.0	100.0
Му-93-2-1 (1)	»	55.6	0.0	44.4
Му-93-2-3 (1)	»	59.9	0.1	40.0
Му-93-92-12(5)	Grt-Cpx-Amp-Zo-Qts-Ms	0.0	0.0	100.0
Му-93-92-12(1)	»	5.4	0.0	94.6
Му-93-57-21(1)	Grt-Cpx-Amp-Zo-Qts-Bt	2.7	0.0	97.3
Му-93-57-2 (1)	»	0.0	3.1	96.9
Му-93-57-1 (1)	»	89.1	0.0	10.9
Му-93-57-6 (1)	»	82.5	0.0	17.5
Му-93-57-11(2)	»	0.0	0.0	100.0
Му-93-56-1 (1)	Grt-Cpx-Amp-Zo-Qts	0.0	0.3	99.7
Му-93-56-2 (1)	»	0.0	0.0	100.0
Му-93-56-3 (1)	»	0.0	0.5	99.5
Му-93-56-5 (2)	»	0.0	0.4	99.6
Му-93-86-10(1)	Grt-Cpx-Amp-Ms-Qts	0.0	8.6	91.4
Му-93-86-1 (1)	»	0.0	0.0	100.0
Му-93-23-1 (3)	Grt-Cpx-Amp-Bt-Qts	0.0	0.0	100.0

Примечание. Ms — мусковит, Qts — кварц.

и коровым резервуарами [Becker et al., 2000; Zhao et al., 2007; Zack, John, 2007], а также магмообразования в надсубдукционном мантийном клине. В частности, низкая мобильность высокозарядных элементов объясняется их низким содержанием в продуктах островодужного вулканизма [Kelemen, Hanghøj, 2004; John et al., 2004].

Как упоминалось выше, эклогиты Муйской глыбы демонстрируют разную степень обогащенности легкими редкими землями относительно хондрита и океанических базальтов N-типа. Наблюдающая-

Таблица 7.

**Состав индивидуальных флюидных включений в кварце
из вмещающих пород Северо-Муйского блока**

№ образца, (количество анализов)	Минеральная ассоциация	Содержание, мол. %		
		CO ₂	CH ₄	N ₂
Му-93-45-3 (7)	Grт-Bt-Mu-Chl-Qts-Fsp	100.0	0.0	0.0
Му-93-45-4 (1)	»	98.5	0.0	1.5
Му-93-3-2 (1)	Grт-Bt-Ms-Qts-Fsp	8.2	0.0	91.8
Му-93-3-4 (1)	»	100.0	0.0	0.0
Му-93-3-5 (1)	»	67.7	22.3	10.0
Му-93-3-1 (1)	»	3.9	1.2	94.9
Му-93-4-1 (1)	Grт-Bt-Qts-Fsp	0.0	3.5	96.5
Му-93-4-4 (2)	»	100.0	0.0	0.0
Му-93-11-2 (1)	Grт-Bt-Qts-Fsp	4.9	1.1	94.0
Му-93-11-4 (1)	»	3.2	1.2	95.6
Му-93-11-1 (1)	»	3.9	1.2	94.9
Му-93-11-8 (1)	»	6.0	1.1	92.9
Му-93-17-1 (6)	Bt-Ms-Qts-Fsp-Chl	0.0	0.0	100.0
Му-93-112-1 (1)	Bt-Pl-Qts-Fsp	94.1	0.0	5.9
Му-93-112-2 (1)	»	100.0	0.0	0.0
Му-93-112-8 (1)	»	81.4	0.0	18.6
Му-93-112-9 (1)	»	93.0	0.0	7.0
Му-93-48-7 (7)	Grт-Bt-Qts-Fsp-Chl	0.0	0.0	100.0
Му-93-89-1 (4)	»	0.0	0.0	100.0
Му-93-87-1 (3)	»	0.0	94.5	5.5
Му-93-87-2 (3)	»	0.0	88.4	11.6
Му-93-87-3 (1)	»	0.0	96.5	3.5
Му-93-87-5 (2)	»	0.0	96.0	4.0
Му-93-88-1 (3)	Grт-Bt-Ms-Qts-Fsp-Chl	0.0	100.0	0.0
Му-93-88-2 (2)	»	0.0	87.6	12.4
Му-93-81-2 (1)	Grт-Bt-Qts-Pl-Fsp-Chl	23.4	58.3	18.3
Му-93-81-1 (1)	»	6.2	63.1	30.7
Му-93-81-3 (1)	»	24.2	63.8	12.0
Му-93-81-5 (1)	»	0.0	76.2	23.8

Примечание. Fsp — калиевый полевой шпат.

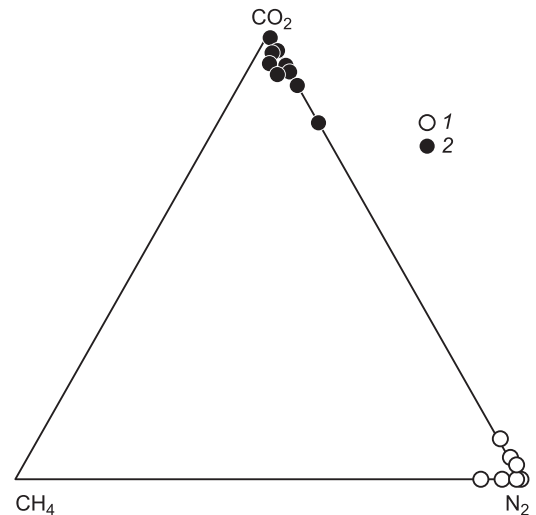
ся корреляция суммы редкоземельных элементов с магнезиальностью может быть следствием дифференциации исходного расплава (рис. 17). При этом ранние кумулаты должны быть обеднены легкими редкими землями по сравнению с поздними. Кроме того, эта корреляция может быть следствием контаминации магмы породами земной коры. Однако в этом случае должна наблюдаться корреляция содержания кремнезема с суммой легких редких земель, которая в нашем случае отсутствует.

Для эклогитов характерны значительные вариации содержаний высокзарядных элементов. В то время как у образцов наиболее магнезиальных эклогитов Му-93-21 и Му-93-73 наблюдаются отрицательные аномалии по Zr и Hf, у других они отсутствуют или слабо выражены. Отрицательные аномалии по титану у большинства эклогитов сопровождаются отрицательными аномалиями по ниобию и танталу. Корреляция титана с ниобием и танталом может свидетельствовать о фракционировании рутила или титаномагнетита в протолитах эклогитов. Также имеется прямая корреляция циркония с гафнием. На наш взгляд эти данные свидетельствуют о процессах внутрикорового фракционирования высокзарядных элементов.

Как отмечают авторы работы [Aреvalo, McDonough, 2010], отношения Ti/Eu и Y/Но в базальтах срединно-океанических хребтов отражают эти значения в верхней мантии. В то же время отношения Ba/Th, Nb/U, Zr/Hf, Nb/Ta, Sr/Nd, Th/U значительно варьируют и определяются, помимо состава источника, условиями плавления [Stracke, Bourdon, 2009].

Рис. 15. Составы наиболее ранних (первичных?) флюидных включений в кварце из эклогитов (включения жидкого азота) и вмещающих гнейсов (включения жидкой углекислоты) Северо-Муйского блока (по данным КР-спектроскопического анализа).

1 — эклогиты, 2 — гнейсы.



В эклогитах Муйской глыбы и вмещающих гнейсах наблюдаются значительные вариации отношений Ba/Th , Nb/U , Sr/Nd , Ti/Eu (см. табл. 4). Наблюдаемые вариации этих отношений в эклогитах Муйской глыбы могут быть объяснены процессами плавления и фракционной кристаллизации. Следствием этих вариаций может быть и то, что на дискриминантных диаграммах, основанных на соотношениях малоподвижных высокочарядных элементов (Ti , Zr , Y , Nb), эклогиты Муйской глыбы попадают в поля базальтов различных геодинамических обстановок [Шацкий и др., 1996]. В то же время отношения Y/No , Zr/Hf , Nb/Ta варьируют в более узком интервале и приближаются к примитивной мантии.

Отношение Ta/Nb слабо варьирует в гнейсах и близко к величине этого отношения в верхней коре (13.3). Поэтому мы можем принимать низкую подвижность этих элементов в процессе субдукции протолитов гнейсов и их эксгумации, и использовать ниобий в качестве маркера подвижности других элементов.

Отсутствие корреляции ниобия с крупноионными литофильными элементами в эклогитах и вмещающих гнейсах свидетельствует об их подвижности при процессах взаимодействия с флюидной фазой или дегидратации протолитов высокобарических пород.

В эклогитах также не наблюдается корреляции легких редкоземельных элементов с ниобием, что может свидетельствовать о их подвижности при процессах гидратации или дегидратации протолитов эклогитов. Имеющаяся корреляция ниобия с редкоземельными элементами в гнейсах указывает на их относительно низкую подвижность при процессах субдукции и эксгумации. На приведенном рис. 18 в координатах $Th/U—La/Th$ [Blein et al., 2003] видно, что часть точек эклогитов ложится в поле изверженных пород, остальные точки рядом с границей поля. Наряду с имеющейся корреляцией урана с ниобием, это свидетельствует об относительно низкой подвижности урана при процессах высокобарического метаморфизма. Также наблюдается корреляция урана с ниобием в гнейсах.

Таким образом, в то время как в эклогитах при взаимодействии с флюидной фазой предполагается мобильное поведение легких редких земель, а также крупноионных литофильных элементов при процессах гидратации/дегидратации, во вмещающих гнейсах мобильными были только последние.

Как говорилось выше, гнейсы деплетированы легкими редкоземельными элементами относительно верхней континентальной коры. Корреляция легких редкоземельных элементов с ниобием предполагает, что деплетирование гнейсов обусловлено частичным плавлением на одном из этапов метаморфической эволюции.

Возможны несколько сценариев, объясняющих подвижность ряда несовместимых элементов в эклогитах. Согласно одному из них, состав протолитов был модифицирован до высокобарического метаморфизма.

Явное обеднение легкими редкими землями наблюдается в среднезернистом эклогите 93-90. Сле-

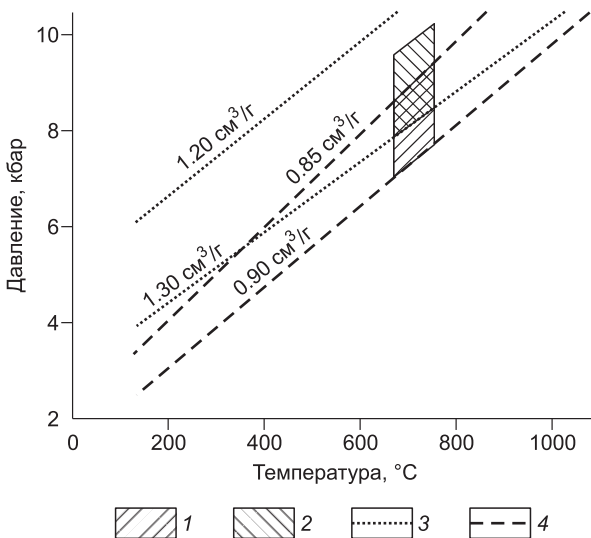


Рис. 16. P-T области для эклогитов и вмещающих гнейсов Северо-Муйского блока, полученные на основании данных по включениям жидкого азота и углекислоты, и минеральным геотермометрам ($T_{мет}$, по [Шацкий и др., 1996]).

1 — вмещающие гнейсы; 2 — эклогиты; 3 — изохоры для азота; 4 — изохоры для углекислоты.

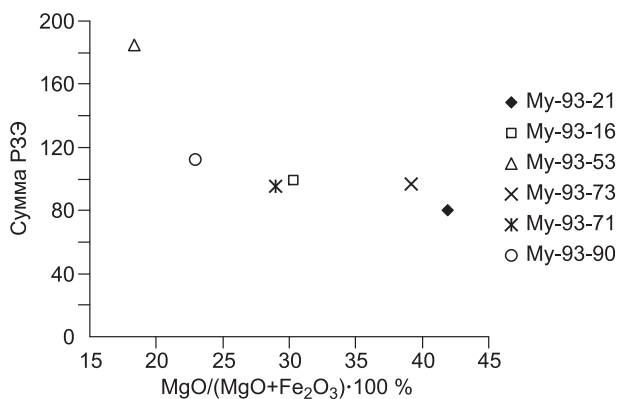


Рис. 17. Корреляция суммы редкоземельных элементов с магниальностью эклогитов Муйской глыбы.

дует отметить, что этот образец отличается от других эклогитов тем, что гранат в нем переполнен включениями цоизита, амфибола и сфена. Цоизит и сфен не встречаются в матриксе эклогита. Амфибол, встречающийся в виде включений в гранате, отличается от вторичного амфибола матрикса более низкой магниальностью и высоким содержанием алюминия (см. табл. 1). Эти данные дают основание

предполагать, что протолиты эклогитов были гидратированы до метаморфизма эклогитовой фации, а обеднение легкими редкими землями явилось следствием взаимодействия протолитов эклогитов с флюидом.

Тот факт, что изотопный состав кислорода минералов эклогитов варьирует в достаточно узком интервале и близок к среднемантийному значению, свидетельствует об отсутствии значительного взаимодействия протолитов эклогитов с метеорными водами или морской водой [Jahn et al., 2003].

Т. Джон [John et al., 2004] с соавторами наблюдали обеднение легкими редкими землями эклогитов из Замбии, при этом другие элементы были немобильны. По мнению этих авторов, обеднение легкими редкими землями следствие инфильтрации флюидов в ходе эклогитизации.

Этим процессом может объясняться и мобильное поведение легких РЗЭ в муйских эклогитах. Как отмечалось выше, включения в гранатах эклогитов первого структурного типа цоизита и амфибола свидетельствует о том, что часть протолитов эклогитов была гидратирована в процессе субдукции до пика высокобарического метаморфизма.

Согласно другому сценарию, подвижность ряда несовместимых элементов может быть связана с регрессивной стадией метаморфизма. Результаты петрографического исследования свидетельствуют о нескольких стадиях изменения эклогитов в процессе эксгумации. С наиболее ранней стадией связано развитие по омфациту мелкозернистого пироксен-плагноклазового симплектита. Эта стадия в эклогит-гнейсовых комплексах может сопровождаться повышением температуры [Шацкий, Соболев, 1985; Dobretsov, Shatsky, 2004]. В случае эклогитов Муйской глыбы температуры равновесия, полученные с использованием состава вновь образованного пироксена симплектитов и краевых частей гранатов, практически совпадают с температурами, рассчитанными по паре омфацит—гранат, что свидетельствует об изотермической декомпрессии.

Более поздней стадии эксгумации отвечает метаморфизм амфиболитовой фации, который в разной степени проявлен в эклогитах. Появление водосодержащих минералов на этой стадии свидетельствует об инфильтрации эклогитов существенно-водным флюидом. В связи с этим можно предполагать, что подвижность легких РЗЭ и крупноионных литофильных элементов связана с метаморфизмом амфиболитовой фации.

Ранее, на примере эклогитов Кокчетавского массива было показано, что в процессе амфиболизации эклогитов не происходит значительного перераспределения редкоземельных элементов [Sobolev, Shatsky, 1990]. В процессе ретроградного метаморфизма метаморфических пород сверхвысоких давлений месторождения Кумды-Коль также отмечена низкая подвижность редкоземельных элементов [Shatsky et al., 1999]. Инертное поведение редкоземельных элементов установлено в мафических породах гранулитовой фации метаморфизма [Blein et al., 2003].

Как показали проведенные исследования, первичные включения в кварце эклогитов и вмещающих гнейсов практически не содержат воды. В то же время, согласно существующим представлениям, в зонах субдукции должны генерироваться существенно-водные флюиды или расплавы [Phillipot et al., 1995; Shatsky et al., 1999; Schmidt, Poli, 2003; Touret, Frezzoti, 2003; Hermann et al., 2006; Spander et al., 2007].

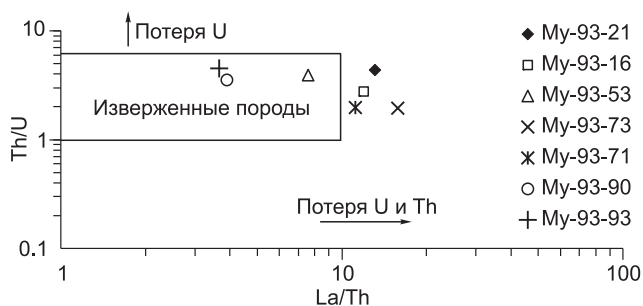


Рис. 18. Эклогиты на диаграмме Th/U—La/Th [Blein et al., 2003].

Андерсен с соавторами [Andersen et al., 1990] установили в жилах эклогитовой фации в метаанортозитах Норвегии флюидные включения, состоящие из CO_2 и N_2 . Мольная доля азота варьирует от 5 до 80 % и достигает 100 % в поздних вторичных включениях. Высокоплотные включения азота были описаны в эклогитах Мюнхбергского массива [Klemd, 1991; Klemd et al., 1992]. В каледонидах Норвегии устанавливаются соотношения между степенью метаморфизма и составом флюидных включений [Andersen et al., 1993]. В породах эклогитовой фации присутствуют преимущественно включения азота, а гранулитовой — углекислоты.

Основываясь на результатах исследования флюидных включений, Дж. Туре и М. Фреззотти [Touret, Frezzotti, 2003] приходят к выводу, что флюид, отвечающий пику метаморфизма, является гомогенной смесью воды с газовой концентрацией растворенных в ней компонентов, а также азота с примесью CO_2 . Существенно газовые включения, или включения рассолов, образуются в результате частичного плавления или реакций с образованием водосодержащих минералов, что приводит к уменьшению содержания воды во флюиде [Phillipot et al., 1995; Scambelluri, Phillipot, 2001; Touret, Frezzotti, 2003].

Как упоминалось выше величина давления, рассчитанная по включениям в кварце эклогитов, достаточно высокая 9—9.5 кбар. Близкие значения получены для углекислотных включений в гнейсах (8—8.5 кбар). Но эти величины значительно ниже оценки давления пика метаморфизма. Несоответствие плотности флюидных включений в омфациите, гранате и кварце эклогитов давлениям пика метаморфизма отмечается во многих случаях [Scambelluri, Phillipot, 2001]. Рассчитанные изохоры лежат на несколько килобар ниже оценок давления, рассчитанных по геобарометрам, и редко коррелируют с температурами и давлениями пика метаморфизма. Предполагается, что это может быть обусловлено переуравновешиванием содержимого включений в ходе эксгумации.

Полученные нами данные подтверждают сделанный ранее вывод о том, что для пород эклогитовой фации метаморфизма характерны существенно-азотные включения [Andersen et al., 1993]. Присутствие первичных включений углекислоты в гнейсах свидетельствует о том, что высокобарическому метаморфизму были подвергнуты безводные протолиты. Существенно углекислотный характер первичных включений в гнейсах дает основание предполагать, что их протолиты до высокобарического метаморфизма претерпели этап метаморфизма гранулитовой фации. Большой разрыв в модельном возрасте протолитов гнейсов и эклогитов делает такой сценарий вполне вероятным. Возможно, с этим этапом связан эпизод частичного плавления, о котором свидетельствуют геохимические особенности гнейсов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

Наблюдающийся разброс в температурах равновесия эклогитов Муйской глыбы может свидетельствовать о том, что на современном эрозионном срезе экспонированы эклогиты с разных уровней субдуцируемой плиты. Максимальные температуры равновесия зафиксированы в наиболее магнезиальном квинтовом эклогите (770 °С), минимальные (530 °С) — в эклогите с атолловидным гранатом (Му 93-16).

Самарий-неодимовые внутренние изохроны свидетельствуют о неопротерозойском возрасте эклогитов и вмещающих гнейсов (630 млн лет). Модельный возраст эклогитов (720 млн лет) значительно отличается от модельного возраста вмещающих гнейсов (> 1.3 млрд лет). Значения ϵ^t_{CHUR} эклогитов свидетельствуют о том, что их протолиты выплавлялись из обогащенного источника, в то время как источник протолитов гнейсов соответствовал примитивной мантии.

Геохимические особенности эклогитов свидетельствуют о мобильности крупноионных литофильных элементов (Rb, Cs, Ba, K) и легких редких земель в процессе взаимодействия с флюидной фазой протолитов эклогитов, в то же время в гнейсах, на этой стадии были мобильными только первые. Деплетирование гнейсов легкими редкими землями относительно верхней континентальной коры и их положительная корреляция с ниобием, могут быть обусловлены частичным плавлением протолитов гнейсов в ходе метаморфизма гранулитовой фации, который предшествовал высокобарическому метаморфизму.

Исследование флюидных включений в кварце эклогитов и вмещающих гнейсов подтверждают установленную ранее закономерность [Andersen et al., 1990, 1993], что для пород эклогитовой фации характерны включения жидкого азота, в то время как для гранулитовой — жидкой углекислоты.

Авторы выражают благодарность А.Л. Перчуку и А.В. Корсакову за конструктивные замечания, сделанные при рецензировании статьи.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ (государственный контракт № 02.740.11.0328).

ЛИТЕРАТУРА

- А.с. № 1592678 СССР. Криокамера / Осоргин Н.Ю., Томиленко А.А. Оpubл. в БИ, 1990, № 26.
- Авченко О.В., Козырева И.В., Травин Л.В.** Метаморфизм гнейсового комплекса Северомуйской глыбы: Средневитимская горная страна // Геология и геофизика, 1988 (6), с. 82—89.
- Авченко О.В., Габов Н.Ф., Козырев И.В., Конилов А.З., Травин Л.В.** Эклогиты Северомуйской глыбы: состав и генезис // Изв. АН СССР, Сер. Геол., 1989, № 5, с. 68—82.
- Варгафтик Н.Б.** Справочник по теплофизическим свойствам газов и жидкостей. М., Наука, 1972, 720 с.
- Добрецов Н.Л., Габов Н.Ф., Добрецова Л.В., Козырева И.В.** Эклогитоподобные породы (друзиты) и эклогиты в докембрийских блоках Прибайкалья // Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск, Наука, 1989, с. 7—35.
- Зорин Ю.А., Склярков Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М.** Механизм развития системы островная дуга — задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее — раннем палеозое // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (3), с. 209—226.
- Игнатъев А.В., Веливецкая Т.А.** Лазерная методика подготовки проб для анализа стабильных изотопов // Тез. докл. Всероссийской конференции «Масс-спектрометрия и ее прикладные проблемы», М., 2005, ИС-1.
- Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В., Аранович Л.Я., Подлесский К.К.** Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. М., Наука, 1983, 197 с.
- Шацкий В.С., Соболев Н.В.** Пироксен-плаггиоклазовые симплектиты в эклогитах Кокчетавского массива // Геология и геофизика, 1985 (9), с. 83—89.
- Шацкий В.С., Ягоуц Э., Рыбошлыков Ю.В., Козьменко О.А., Вавилов М.А.** Эклогиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство вендской коллизии в Байкало-Муйском офиолитовом поясе // Докл. РАН, Геохимия, 1996, т. 350, № 5, с. 677—680.
- Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Соболев Н.В.** Некоторые аспекты метаморфической эволюции ультравысокобарических известково-силикатных пород Кокчетавского массива // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 105—118.
- Andersen T., Austrheim H., Bruke E.A.J.** Fluid inclusions in granulites and eclogites from Bergen Arcs, Caledonides of W. Norway // *Miner. Mag.*, 1990, v. 54, p. 145—158.
- Andersen T., Austrheim H., Bruke E.A.J., Elvevold S.** N₂ and CO₂ in deep crustal fluids: evidence from the Calidonides of Norway // *Chem. Geol.*, 1993, v. 108, p. 113—132.
- Arevalo Jr. R., McDonough W.F.** Chemical variations and regional diversity observed in MORB // *Chem. Geol.*, 2010, v. 271, p. 70—85.
- Bebout G.E.** Metamorphic chemical geodynamics of subduction zones // *Earth Planet Sci. Lett.*, 2007, v. 260, p. 373—393.
- Becker H., Jochum K.P., Carlson R.W.** Trace element fractionation during dehydration of eclogites from high-pressure terranes and implications for element fluxes in subduction zones // *Chem. Geol.*, 2000, v. 163, p. 65—99.
- Blein O., LaFlèche M.R., Corriveau L.** Geochemistry of granulitic Bondy gneiss complex: a 1.4 Ga arc in Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Canada // *Precem. Res.*, 2003, v. 120, p. 193—217.
- Dasgupta S., Sengupta P., Guha D., Fukuoka M.** A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites // *Contr. Miner. Petrol.*, 1991, v. 109, p. 130—137.
- Dobretsov N.L., Shatsky V.S.** Exhumation of high-pressure rocks of the Kokchetav massif: facts and models // *Lithos*, 2004, v. 78, p. 307—318.
- Dubessy J., Poty B., Ramboz C.** Advances in C-O-H-S fluid geochemistry based on Raman analysis of fluid inclusions // *Europ. J. Miner.*, 1989, v. 1, p. 517—534.
- Ellis D.G., Green D.H.** An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // *Contr. Miner. Petrol.*, 1979, v. 71, p. 13—22.
- Ernst W.G.** Subduction, ultrahigh-pressure metamorphism, and regurgitation of buoyant crustal slices — implications for arcs and continental growth // *Phys. Earth Plan. Inter.*, 2001, v. 127, p. 253—275.
- Essen E.J., Fife W.S.** Omphacite in California metamorphic rocks // *Contr. Miner. Petrol.*, 1967, v. 15, p. 1—23.
- Hermann J., Spandler C., Hack A., Korsakov A.V.** Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high-pressure rocks: implication for element transfer in subduction zones // *Lithos*, 2006, v. 92, p. 399—417.
- Holland T.J.B.** The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes // *Contr. Miner. Petrol.*, 1983, v. 82, p. 214—220.

- Jacob D., Jagoutz E., Lowry D., Matthey D., Kudrjavseva 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 mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1988, v. 52, p. 1285—1293.
- Jahn B.-m., Fan Q., Yang J.-J., Henin O.** Petrogenesis of the Maowu pyroxenite-eclogite body from the UHP metamorphic terrane of Dabieshan: chemical and isotopic constraints // *Lithos*, 2003, v. 70, № 3—4, p. 243—267.
- John T., Scherer E.E., Haase K., Schenk V.** Trace element fractionation during fluid-induced eclogitization in a subducting slab trace element and Lu-Hf-Sm-Nd isotope systematics // *Earth Planet Sci. Lett.*, 2004, v. 227, p. 441—456.
- Kelemen P.B., Hanghøj K.** One view of the geochemistry of subduction related magmatic arcs, with emphasis on primitive andesite and lower crust / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian / *Treatise on Geochemistry* // Elsevier, 2004, v. 3, p. 564—659.
- Klemd R., Matthes S., Okrusch M.** High-pressure relics in relict-sediments intercalated with the Weissenstein eclogite, Münchberg gneiss complex, Bavaria // *Contr. Miner. Petrol.*, 1991, v. 107, p. 328—342.
- Klemd R., van der Kerkof M., Horn E.E.** High-density inclusions in eclogite-facies metasediments of the Mencheberggneiss complex, SE Germany // *Contr. Miner. Petrol.*, 1992, v. 111, p. 409—419.
- Kretz R.** Symbols for rock-forming minerals // *Amer. Miner.*, 1983, v. 73, p. 216—33.
- Leake B.E.** Nomenclature of amphiboles // *Canad. Miner.*, 1978, v. 16, p. 501—520.
- Liou T.C., Hofmann A.W.** Precambrian crustal components, plutonic association, plate environment of Hercynian fold belt of central Europe: indication from a Nd and Sr isotopic study // *Contr. Miner. Petrol.*, 1988, v. 98, p. 128—138.
- McDonough W.F., Sun S.-S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.
- Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, p. 956—983.
- Phillipot P., Chevallier P., Chopin C., Dubessy J.** Fluid composition and evolution in coesite-bearing rocks (Dora-Maira massif, Western Alps): implications for element recycling during subduction // *Contr. Miner. Petrol.*, 1995, v. 121, p. 29—44.
- Powell R.** Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited // *J. Metamorph. Geol.*, 1985, v. 3, p. 231—243.
- Ravna E.G.K.** The garnet-clinopyroxene geothermometer: an update calibration // *J. Metamorph. Geol.*, 2000, v. 18, p. 211—219.
- Ravna K.E.J., Terry M.P.** Geothermobarometry of UHP and HP eclogites and schists— an evaluation of equilibria among garnet-clinopyroxene-kyanite-phengite-coesite/quartz // *J. Metamorph. Geol.*, 2004, v. 22, p. 579—592.
- Rudnick R.L., Gao S.** Composition of the continental crust / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. *Treatise on geochemistry* // Elsevier 2003, v. 3, p. 1—56.
- Scambelluri M., Phillipot P.** Deep fluid in subduction zones // *Lithos*, 2001, v. 55, p. 213—227.
- Schmidt M.W., Poli S.** Generation of mobile components during subduction of continental crust / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. *Treatise on geochemistry* // Elsevier 2003, v. 3, p. 567—591.
- Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V., Kosmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troesch M.** Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 137, p. 185—205.
- Sobolev N.V., Shatsky V.S.** Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks // *Nature*, 1990, v. 343, p. 742.
- 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.
- Stracke A., Bourdon B.** The importance of melt extraction for tracing mantle heterogeneity // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2009, v. 73, № 1, p. 218—238.
- Sun S.-S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceans basins. Geological Society Special Publication*, 1989, p. 313—345.
- Taylor S.R., McLennan S.M.** The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 1985, 364 p.
- Touret J.L.R., Frezzotti M.L.** Fluid inclusions in high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic rocks / Eds. D.A. Carswell, R. Compagnoni // *Ultrahigh pressure metamorphism*, Budapest, Eotvos University Press, 2003, p. 467—487.

Zack T., John T. An evaluation of reactive fluid flow and trace element mobility in subducting slabs // Chem. Geol., 2007, v. 239, p. 199—216.

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., Fu B., Xiao Y.-L., Li Y.-L., Gong B. Hydrogen and oxygen isotope evidence for fluid-rock interactions in the stages of pre- and post-UHP metamorphism in the Dabie Mountains // Lithos, 1999, v. 46, p. 677—693.

Zheng Y.-F., Wang Z.-R., Li S.-G., Zhao Z.-F. Oxygen isotope equilibrium between eclogite minerals and its constants on mineral in Sm-Nd chronometer // Geochim. Cosmochim. Acta, 2002, v. 66, p. 625—634.

*Рекомендована к печати 31 мая 2011 г.
В.В. Ревердатто*

*Поступила в редакцию
13 января 2011 г.*