

УДК 552.48

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ПРИ ЭКЛОГИТОВОМ МЕТАМОРФИЗМЕ В БЕЛОМОРСКОМ ПОДВИЖНОМ ПОЯСЕ (НА ПРИМЕРЕ О-ВА ВИЧЕННАЯ ЛУДА)

© 2020 г. А. В. Березин^{a, b}, Л. И. Салимгараева^{a, c}, С. Г. Скублов^{a, c, *}

^aИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

^bСанкт-Петербургский государственный университет,
Университетская наб., 7–9, Санкт-Петербург, 199034 Россия

^cСанкт-Петербургский горный университет, 21 линия, 2, Санкт-Петербург, 199106 Россия

*e-mail: skublov@yandex.ru

Поступила в редакцию 18.04.2019 г.

После доработки 20.05.2019 г.

Принята к публикации 27.05.2019 г.

На основе детального минералого-геохимического исследования эклогитов и продуктов их изменения при регрессивном метаморфизме (амфиболитов в кайме будины эклогитов) на о-ве Виченная Луда Керетского архипелага Белого моря установлены закономерные вариации состава породообразующих минералов в отношении главных, редких и редкоземельных элементов, которые необходимо учитывать при геохронологических и термобарометрических исследованиях. Гранаты из гранат-амфиболовых прослоев в эклогитах обнаруживают проградную зональность. Краевые зоны отличаются от центральных частей “горбообразным” профилем распределения REE (за счет повышенных содержаний Sm, Eu, Gd и Dy) и отрицательным наклоном спектра распределения HREE, увеличением Sm/Nd и уменьшением Lu/Hf отношения. В эклогитах был установлен моноклинный пироксен, отличающийся обедненным до хондритового уровня содержанием REE, положительной Eu-аномалией и пониженными содержаниями Ti, V, Cr, Y, Zr, Hf. Эти геохимические признаки позволяют отнести данный *Spx* к реликтовым, сохранившимся от пика эклогитового метаморфизма. Амфиболы из амфиболитовой каймы в будине контрастно отличаются от амфиболов из эклогита пониженным содержанием LREE и ряда HREE. Помимо почти двукратного понижения содержания Ti в ряду эклогит-амфиболит в амфиболох фиксируется значительное понижение концентраций V, Sr, Y, Nb и Hf. Общей особенностью биотитов является синусоидальность спектров REE, характерная для минералов, образование которых связано с неравновесными процессами и воздействием флюида. Биотиты из эклогитов, помимо повышенной концентрации Ti, отличаются от биотитов из каймы амфиболитизации повышенными суммарными содержаниями REE, Nb, V, Cr, Ba и Hf. Значимых отличий между эклогитами и развивающимися по ним амфиболитами по главным, редким и редкоземельным элементам не установлено.

Ключевые слова: эклогиты, породообразующие минералы, редкие элементы, редкоземельные элементы, Беломорский подвижный пояс

DOI: 10.31857/S086959032001001X

ВВЕДЕНИЕ

Эклогитовые ассоциации в базитах Беломорья известны более 80 лет. В первой половине XX в. они были отмечены в Беломорском подвижном поясе (БПП) Н.Г. Судовиковым (1936), Л.А. Косым (1938) и Г.М. Саранчиной (1946). Эклогиты Беломорского подвижного пояса (БПП) являются одним из самых обсуждаемых в настоящее время объектов в докембрийской геологии не только России, но и мира. Эклогиты лежат в основе геодинамических реконструкций применительно не только к Беломорскому поясу, но и для Фенноскандинавского щита в целом. Одной из глав-

ных проблем эклогитов БПП является определение времени их формирования. В настоящее время установлено, что в пределах БПП эклогиты распространены гораздо шире, чем считалось ранее.

Наиболее изученными в геолого-петрологическом и геохронологическом плане являются эклогиты района с. Гридино в центральной части Беломорского пояса (так называемые “гридинские эклогиты” (Володичев и др., 2004; Слабунов и др., 2011 и др.) и “салминские эклогиты” (Konilov et al., 2004; Mints et al., 2010; Каулина и др., 2010) — в северо-западной его части (район месторождения керамических пегматитов Куру-Ваара

и проливов Широкая и Узкая Салма). Помимо салминских и гридинских эклогитов, также установлено присутствие эклогитов в ряде районов центральной части БПП: например, побережье Красной губы Белого моря (Козловский, Аранович, 2008, 2010; Скублов и др., 2013); острова Керетского архипелага (Березин и др., 2013; Березин, Скублов, 2014), острова Кемлудского архипелага (Козловский и др., 2015). Число находок базитов с эклогитовыми парагенезисами в БПП с каждым годом увеличивается. Первые результаты датирования гридинских эклогитов, полученные О.И. Володичевым с коллегами (2004) U-Pb методом по цирконам со значением 2.72 млрд лет, были ими проинтерпретированы как время эклогитового метаморфизма, вызванного субдукцией океанической коры. Данный факт вывел проблему возраста эклогитов БПП за рамки региональной, поскольку нигде в мире не были обнаружены коровые эклогиты — индикаторные породы субдукции современного типа (Möller et al., 1995). Интерпретация же возраста эклогитов района с. Гридино как архейского позволила ряду исследователей распространить на Беломорский подвижный пояс геодинамические механизмы тектоники плит современного типа.

Геохронологические данные, полученные по эклогитам БПП, интерпретируются по-разному. Наиболее распространены три гипотезы: 1) только архейский эклогитовый метаморфизм в интервале 2.82–2.78 млрд лет (Mints et al., 2010 и др.); 2) архейский и раннепротерозойский этапы эклогитового метаморфизма с возрастными 2.72 млрд лет и менее 2.39 млрд лет (Слабунов и др., 2011 и др.); 3) только палеопротерозойский (свекофеннский) эклогитовый метаморфизм ~1.9 млрд лет (Скублов и др., 2011а, 2011б, 2012 и др.). Архейский возраст эклогитового метаморфизма связывается с субдукцией, а свекофеннский — с локальными сдвиговыми зонами (Travin, Kozlova, 2009). Возраст, число метаморфических циклов и особенно время эклогитизации пород БПП по сей день продолжают оставаться предметом острых дискуссий (Минц и др., 2010; Скублов и др., 2011а, 2011б, 2012; Щипанский и др., 2012а, 2012б; Konilov et al., 2011; Mints et al., 2010, 2014; Balagansky et al., 2015; Li et al., 2017а, 2017б; Yu et al., 2018; Dokukina, Mints, 2019).

Наша точка зрения о палеопротерозойском возрасте эклогитового метаморфизма основана на комплексе независимых изотопно-геохимических методов датирования — локальном U-Pb методе по гетерогенным цирконам с магматическими ядрами и эклогитовыми каймами (Скублов и др., 2010, 2011а, 2011б, 2012), Lu-Hf и Sm-Nd методам по минералам эклогитового парагенезиса — гранату и омфациту (Березин и др., 2012; Хервартц и др., 2012). Все три метода независимо друг от друга определяют эклогитовый метаморфизм

как свекофеннский, с одним и тем же значением возраста — ~1.9 млрд лет. В целом же при локальном датировании гетерогенных цирконов из различных проявлений эклогитов БПП (р-н Салмы, р-н с. Гридино, р-н Красной губы, о-ва Керетского архипелага (Сидоров, Илейки, Пежостров) с одновременным изучением их геохимических особенностей “в той же точке” было установлено, что эклогитовому метаморфизму отвечает этап ~1.9 млрд лет, ограниченный самым молодым возрастом магматического протолита эклогитов ~2.2 млрд лет и возрастом наложенных процессов (ретроградный амфиболитовый метаморфизм, гранатизация эклогитов, пегматитообразование), произошедших в интервале 1.84–1.87 млрд лет (Скублов и др., 2016).

Корректное датирование эклогитов требует сочетания изотопно-геохимических методов с анализом данных по распределению редких и редкоземельных элементов в породообразующих и акцессорных минералах. Однако проблеме эволюции составов минералов в эклогитах БПП, в том числе в ходе наложенного метаморфизма амфиболитовой фации, уделяется гораздо меньшее внимание по сравнению с геохронологическими и термобарометрическими исследованиями. В настоящей работе представлены результаты исследования состава минералов из эклогитов и развивающихся по ним амфиболитов на о-ве Виченная Луда Керетского архипелага, где наиболее полно проявлены процессы замещения магматических ассоциаций метаморфическими.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА О-ВА ВИЧЕННАЯ ЛУДА И ОПИСАНИЕ ИССЛЕДОВАННЫХ ПОРОД

Структурный облик о-ва Виченная Луда (рис. 1) определяется сильно дислоцированной толщей гнейсов, осложненной мелкими лежащими складками с северо-восточным пологим погружением шарнира, с согласными телами метаморфизованных пород основного состава. Наложённые сдвиговые зоны маломощные, они не превышают 20 м и прослеживаются по простиранию до 100–150 м.

Тела основных пород представлены тремя морфологическими типами: будинированными, пластовыми телами и дайками (редко). Будинированные тела встречаются наиболее часто и имеют максимальный размер до 300 × 150 м, предельная насыщенность такими телами отмечена на северном берегу острова. Пластовые тела представлены амфиболитами с мощностями, не превышающими 5 м, и прослеживающимися по простиранию до 150 м. Не исключено, что часть из них является редуцированными, сильно измененными телами первого типа (будинами). Дайки основных пород наиболее редки и однозначно установлены только в восточной части острова.

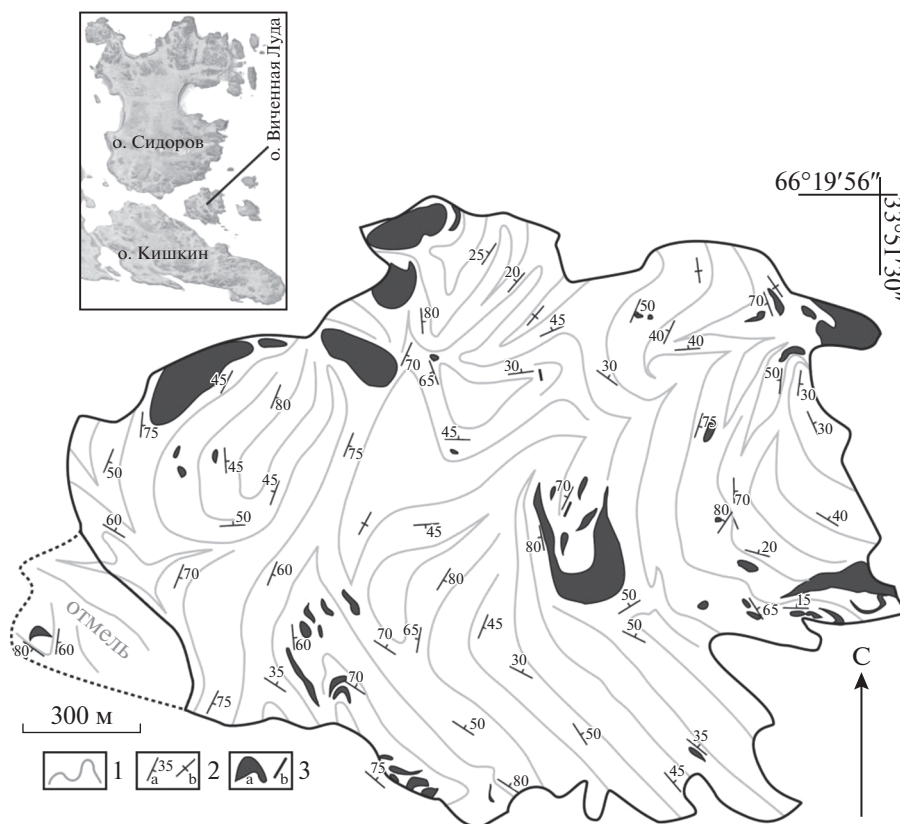


Рис. 1. Схема геологического строения о-ва Виченная Луда.

1 — гнейсы с ориентировкой линейности по *Bt*; 2 — элементы залегания (разрезены): а — наклонные, б — вертикальные; 3 — тела основных пород: а — будины, б — дайки.

Составлена по полевым съемочным материалам 2016 г. А.В. Березиным.

При мощности тел до 0.4 м они были прослежены на расстояние до 100 м, и характеризуются срезанием минеральной полосчатости в гнейсах. Однако при полной амфиболизации тела дайки визуально не устанавливается даже зона закалки, а микроскопически отсутствуют признаки горячего контакта. Поэтому нельзя исключать тектонический характер образования данного типа тел со срывом зон закалки жесткими блоками гнейса. Визуально в основных породах устанавливается две минеральные ассоциации: с моноклинным пироксеном и без него. Набор других породобразующих минералов, таких как гранат, плагиоклаз и амфибол, является сквозным.

Непосредственно эклогитовые ассоциации устанавливаются в будинах диаметром до 30–50 м (рис. 2а, 3а), поскольку более крупные будины имеют в центральных частях магматические ассоциации, а не эклогитовые; мелкие будины в значительной степени или нацело амфиболизированы. Вне зависимости от положения относительно контакта с гнейсами пироксен(моноклинный)-гранатовые ассоциации всегда сопровождаются

комплементарными зонами гранатовых амфиболитов (рис. 2б), нередко порфиробластических. В центральных частях будин такие *Grt-Cpx-Amp* обособления имеют штироподобный или сложноскладчатый облик и по мере приближения к контакту с гнейсовой матрицей приобретают линейный облик с увеличением содержания амфибола. Непосредственно на контакте с гнейсами гранат исчезает, а минеральная линейность становится конформной контакту с гнейсами. Таким образом, при визуальных наблюдениях фиксируется, что обособления с эклогитовыми парагенезисами приурочены к пластическим зонам сдвига внутри будин метагаббро, по которым происходила переработка породы флюидом, вероятно, преимущественно водного состава, в предельном случае приводящая к амфиболизации породы нацело. Внутри будин фиксируются полости раскрытия с *Amp-Grt* ассоциацией в центральных и с *Cpx* — в краевых частях. Наличие синхронно-конформных зон расщепления свидетельствует о деформационном характере этих образований. Кроме этого, наличие трех описанных выше типов контактов



Рис. 2. Фотографии будин метабазита (эклогитов) о-ва Виченная Луда.

(а) — крупная будина с каймой амфиболитов, описанная в статье; (б) — прослой гранатовых амфиболитов в будине; (в) — оторочка амфиболита вокруг кварц-полевошпатового прожилка в будине; (г) — мелкая будина с каймой амфиболитов. Белыми кружками показаны точки отбора проб.

будин с гнейсами говорит о хрупко-пластичной природе механизма деформации, что возможно в субсолидусных условиях для гранито-гнейсов.

Следует более подробно разобрать будинированные тела, поскольку именно в них устанавливаются участки эклогитов. Тела этих базитов (макроскопически определяются как лейкогаббро/габброанортозиты) конформно облекаются гнейсами и на контакте с ними имеют кайму амфиболитизации переменной мощности (рис. 2г), как правило, пропорционально размеру будин (от первых десятков см до 1–2 м). В редких случаях (в центральной части острова) тело метабазита сминается в складку, превращаясь в амфиболиты на ее крыльях. Контакты с вмещающими гнейсами устанавливаются трех типов: пегматоидные (с обособлением $Qz-Fsp-Pl$ материала, рис. 3б), сорванные (тектонические, рис. 3в) и рассланцованные (рис. 3г). Часто будины метабазита разбиты трещинами, по которым развиваются жилы и линзы кварц-карбонат-плагноклазового материала (рис. 2в). Максимальная мощность таких жил составляет 1 м, но более обычна мощность 5–15 см при простирации жил до 3–5 м. На контакте жил с метабазитом обычно наличие каймы амфиболитизации, составляющей 300–500% от мощности

жилы, реже — хлоритовая оторочка до 3 см (обычна для жил с карбонатом).

Вмещающие породы представлены гнейсами, микроскопически имеющими типичную гранитовую структуру. Однако в обнажении явно наблюдается линейная мигматизация с обособлением $Qz-Pl-Fsp$ материала, вплоть до пегматоидных разновидностей.

Петрографическая характеристика пород. На основании петрографического исследования все породы основного состава о-ва Виченная Луда, преимущественно представленные будинами, можно разделить на три группы. Это метабазиты с реликтами магматических минералов и структур (35% от всех исследованных тел), гранат-амфиболовые породы (20%) с $Spx-Pl$ симплектитам (далее — эклогиты) и амфиболиты (45%).

Первую группу можно подразделить на два подтипа. К первому относятся метабазиты с реликтами магматического пироксена и плагноклаза (протолит эклогитов в табл. 1). Второй подтип представлен сильно амфиболитизированными породами без граната с реликтовой офитовой структурой, вероятно, ранее представленными малыми телами и дайками (дайки в табл. 1). Здесь следует отметить, что эклогитовая ассоциация развивает-

ся только по первому типу базитов, поэтому ниже более детально рассмотрим именно его.

Метагаббро (обр. 704). Магматическая минеральная ассоциация представлена измененными зернами моноклинного пироксена (25 об. %) размером до 2 мм. В процессе его изменения выделяется ильменит, что вполне согласуется с повышенной титанистостью и железистостью породы. В краевых частях пироксен замещается амфиболом (25 об. %), который формирует участки реакционных корон, развивающиеся неравномерно. Зерна граната (27 об. %) имеют идиоморфный облик и, как правило, заключены в плагиоклаз-кварцевую (23 об. %) матрицу. Последняя имеет полигональную структуру, свидетельствующую о ее формировании в равновесных условиях, и образует линзовидные обособления относительно зерен магматического пироксена. Сегрегации мелких зерен граната составляют неполно проявленные короны вокруг магматического пироксена. Основываясь на составе слагающих породу минералов, можно предположить, что порода до наложенного метаморфизма являлась высокожелезистым базитом.

Вторая группа пород (эклогиты в табл. 1) выделяется лишь в пределах будин метаббро в виде участков и зон, сопровождаемых зонами гранатовых амфиболитов. Размер таковых *Grt-Amp* обособлений не превышает 30 см, а в линейных зонах достигает до 10 см. Комплементарная им кайма с моноклинным пироксеном в ассоциации с амфиболом также не превышает 10 см.

Эклогит амфиболизированный (обр. 705). Порода интенсивно рассланцована с образованием слойков и линз минеральных агрегатов размером до 3–4 мм. Лейкократовая и меланократовая части составляют примерно одинаковые объемные соотношения. Лейкосомы сложены *Grt-Pl-Qz* ас-

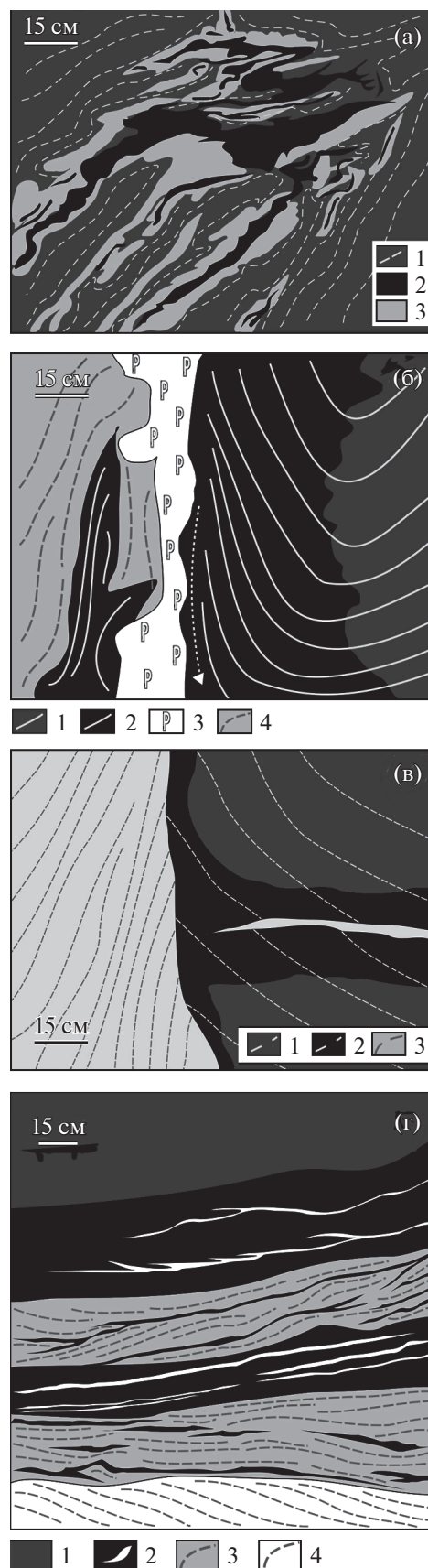


Рис. 3. Зарисовки типичных контактов основных пород и вмещающих гнейсов.

(а) Характер взаимоотношения обособлений амфиболитов (2), эклогитов (3) в будине метаббро (1). Пунктирной кривой обозначена неясно проявленная минеральная линейность.

(б) Характер контакта будины метаббро с обособлением пегматоидного материала в полости раскрытия: 1 — метаббро, 2 — амфиболит, 3 — пегматоидное обособление *Kfs-Pl-Qz* состава, 4 — гнейс. Кривыми означены минеральная линейность по лейкократовым минералам (сплошными в метаббро и амфиболитах, пунктирными — в гнейсах). Стрелкой показано направление вращения будины в гнейсах.

(в) Характер контакта будины метаббро со срезанием полосчатости в гнейсах: 1 — метаббро, 2 — амфиболит, 3 — гнейс. Пунктирной кривой обозначена ориентировка минеральной линейности (на рис. 2в, 2г).

(г) Рассланцованный контакт будины метаббро с гнейсами: 1 — метаббро (край будины), 2 — амфиболиты, в том числе с *Qz-Pl* лейкосомы, 3 — гнейсы рассланцованные, 4 — гнейсы.

Таблица 1. Состав пород о-ва Виченная Луда по главным (мас. %) и редким (ppm) элементам

Компо- ненты	Эклогиты			Протогилит эклогитов			Дайки базитов			Амфиболиты с гранатом		Амфиболиты без граната			Гнейсы
	705	707	713	701	712	704	715	716	718	706	709	702	710	711	
SiO ₂	48.47	49.59	49.50	49.56	49.56	48.46	47.58	49.28	49.57	48.50	49.59	49.13	49.52	49.81	71.18
Al ₂ O ₃	11.88	12.95	13.42	13.63	13.59	11.92	13.26	13.63	13.12	12.04	13.08	13.17	12.67	12.83	14.68
TiO ₂	2.14	2.03	1.68	1.68	1.61	2.22	1.64	1.63	2.00	2.11	2.12	1.59	2.16	1.93	0.30
Fe ₂ O ₃ *	17.59	16.22	15.45	15.37	15.08	18.31	16.75	15.08	16.00	16.95	14.69	15.05	14.98	15.34	2.46
MnO	0.24	0.22	0.22	0.22	0.22	0.25	0.24	0.22	0.25	0.20	0.20	0.23	0.21	0.23	0.03
MgO	6.87	6.14	6.80	6.70	6.86	6.82	6.58	6.75	6.42	6.88	6.59	6.97	6.37	6.22	1.73
CaO	9.12	9.29	9.56	9.70	9.84	9.12	9.52	9.57	9.01	8.70	9.13	9.42	9.46	9.14	2.52
Na ₂ O	2.28	2.47	2.37	2.37	2.38	2.26	2.45	2.22	2.08	2.16	2.31	2.26	2.41	2.21	3.79
K ₂ O	0.70	0.80	0.59	0.61	0.59	0.87	1.16	0.80	0.81	1.01	0.97	1.08	1.30	1.49	2.62
P ₂ O ₅	0.24	0.23	0.19	0.20	0.17	0.24	0.20	0.19	0.23	0.25	0.40	0.19	0.41	0.22	0.12
П.п.п.	0.48	0.17	0.27	<0.1	0.23	<0.1	0.72	0.68	0.64	1.16	1.03	0.93	0.59	0.69	0.59
Сумма	100.00	100.11	100.04	100.03	100.12	100.47	100.11	100.06	100.13	99.96	100.10	100.02	100.08	100.12	100.02
V	322	326	361	348	374	330	346	344	315	301	300	351	297	301	19.6
Cr	204	172	154	135	150	196	141	152	172	180	100	173	98.9	161	8.05
Co	56.0	51.6	52.1	50.7	51.7	57.0	50.2	51.0	50.0	50.6	51.2	50.9	52.0	47.0	4.04
Ni	87.5	81.2	80.5	76.3	82.7	88.6	71.6	80.8	73.6	82.0	67.6	83.3	67.4	68.6	5.70
Cu	102	104	64.9	71.1	66.2	97.5	12.2	59.0	95.1	98.0	74.4	26.8	54.8	118	8.54
Zn	118	111	93.4	98.9	93.2	119	134	95.5	115	109	99.7	108	92.7	129	29.4
Rb	19.7	22.7	13.6	13.9	13.0	24.8	20.8	11.8	24.7	15.4	24.7	22.9	31.5	30.4	70.1
Sr	150	156	147	151	152	157	144	151	165	97.5	169	123	152	108	294
Y	35.1	33.7	30.9	30.4	27.7	34.9	34.3	29.9	31.5	34.5	31.5	29.5	32.5	30.5	5.17
Zr	145	133	110	106	93.9	140	109	105	127	144	166	102	168	123	182

Таблица 1. Окончание

Компо- ненты	Эклогиты			Протогит эклогитов			Дайки базитов			Амфиболиты с гранатом		Амфиболиты без граната			Гнейсы
	705	707	713	701	712	704	715	716	718	706	709	702	710	711	717
Nb	11.5	10.7	6.63	6.68	5.88	11.2	7.84	6.40	9.91	11.0	10.3	6.47	10.7	12.3	3.77
Ba	176	282	170	181	157	234	199	182	164	195	351	187	257	145	1120
La	18.5	15.6	11.7	12.0	11.0	17.7	9.82	11.4	15.9	15.6	17.0	10.3	21.7	15.8	41.3
Ce	41.6	35.9	27.8	28.4	25.7	40.1	26.1	28.0	35.9	36.1	42.0	26.0	49.5	36.2	79.2
Pr	5.51	4.73	3.84	3.88	3.51	5.42	3.83	3.91	4.84	4.79	5.81	3.64	6.53	4.82	8.41
Nd	23.5	20.9	16.7	17.2	15.9	23.0	17.2	17.2	21.3	21.2	24.6	16.3	27.2	20.8	28.0
Sm	5.81	5.07	4.28	4.40	3.96	5.49	4.80	4.26	4.90	5.38	5.62	4.21	6.03	5.01	3.97
Eu	1.63	1.61	1.39	1.46	1.29	1.62	1.65	1.42	1.58	1.69	1.70	1.36	1.71	1.57	0.80
Gd	6.24	5.88	5.03	5.06	4.58	6.25	5.61	4.90	5.57	6.08	6.11	4.71	6.02	5.44	2.44
Tb	1.04	0.95	0.86	0.86	0.78	1.04	0.96	0.84	0.91	1.00	0.94	0.83	0.99	0.89	0.26
Dy	6.31	6.02	5.35	5.43	4.79	6.31	6.09	5.37	5.74	6.11	5.41	5.22	5.86	5.44	1.12
Ho	1.26	1.18	1.08	1.11	1.01	1.24	1.22	1.08	1.11	1.26	1.14	1.06	1.17	1.11	0.18
Er	3.67	3.43	3.17	3.25	2.93	3.59	3.59	3.14	3.29	3.62	3.16	3.14	3.37	3.21	0.48
Tm	0.54	0.52	0.48	0.48	0.43	0.55	0.55	0.47	0.48	0.51	0.47	0.46	0.49	0.48	0.07
Yb	3.39	3.26	3.15	3.07	2.85	3.33	3.47	3.12	3.15	3.26	2.93	2.97	3.17	3.04	0.43
Lu	0.53	0.50	0.46	0.48	0.43	0.51	0.56	0.45	0.48	0.54	0.46	0.44	0.49	0.47	0.08
Hf	3.73	3.50	2.85	2.89	2.39	3.68	3.13	2.88	3.31	3.82	4.16	2.62	4.18	3.35	5.08
Ta	0.83	0.78	0.47	0.5	0.44	0.80	0.52	0.48	0.72	0.81	0.74	0.47	0.75	0.89	0.22
Pb	4.72	2.74	3.29	3.92	3.22	4.32	6.49	2.96	4.26	4.20	4.49	4.16	3.03	4.56	7.55
Th	2.93	2.56	1.73	1.85	1.56	2.72	1.78	1.77	2.46	2.81	1.75	1.74	1.89	2.38	15.7
U	0.69	0.62	0.38	0.47	0.39	0.65	0.49	0.44	0.58	0.71	0.44	0.59	0.43	0.65	1.10

социацией, напоминающей агрегат, заполняющей пространство между магматическим пироксеном в метагabbро (обр. 704). Зерна граната здесь идиоморфные при их небольшом размере. *Pl-Qz* агрегат с полигональной структурой имеет преимущественно плагиоклазовый (An_{30}) состав ($Qz < 10$ об. %). Меланократовая часть породы представлена *Spx-Pl* (~15 об. %) симплектитам, по которым развивается мелкозернистый амфибол (34 об. %), выполняющими узкие зоны, разделяющие относительно крупнозернистые агрегаты амфибола и граната. Гранат (24 об. %) не превышает в размере 2–3 мм и представляет собой разросшиеся реакционные короны. Зерна граната характеризуются трещиноватостью, направленной согласно общей сланцеватости породы.

Обр. 707. Основная гранобластовая ткань породы сложена субидиоморфными зернами граната (36 об. %) до 0.5 мм в поперечнике, расположенными равномерно в породе. Наиболее ранними образованиями являются *Spx-Pl* симплектиты, составляющие до 5–10 об. % породы, с ними ассоциируют наиболее мелкие зерна граната. По этой *Spx-Pl-Grt* ассоциации развивается амфибол (28 об. %), плеохроирующий в желтовато-зеленых тонах и имеющий ориентировку согласно общей сланцеватости породы. Приблизительно в четверти случаев амфибол на контакте с гранатом в шлифе приобретает бурую окраску, а зона развития таких агрегатов сопоставима с размером зерен граната. Количество таких агрегатов не превышает 10 об. %. Совместно с амфиболом развиваются зернистые *Qz-Pl* агрегаты (14 об. %).

В общем для этой группы пород текстурный рисунок можно представить в виде удлинённых (1 : 5) “линз”, где центральная часть представлена относительно крупнозернистым агрегатом амфибола, плагиоклаза и граната, а краевая зона — собственно мелкозернистыми *Spx-Pl* симплектитам. Проведенный авторами количественный анализ минералов в шлифах позволил также установить, что бурый амфибол, переходящий в биотит, распределен в породе беспорядочно. Моноклинный пироксен имеет тенденцию располагаться вместе с гранатом, а плагиоклаз — с пироксеном и реже — с амфиболом. Первое можно интерпретировать как парagenность гранат-пироксеновой ассоциации, а второе — как последовательное замещение *Spx-Pl* симплектитов ассоциацией *Amp-Pl*. Кроме того, установлено, что и плагиоклаз, и амфибол склонны к образованию кластеров зерен, что, вероятно, обусловлено достаточно быстрым периодом их роста на регрессивном этапе метаморфизма.

Третья группа пород установлена как в отдельных телах, так и сопровождающая породы эклогитовой ассоциации. Как правило, ближе к центру будины породы представлены гранатовым амфиболитом в виде прослоев и шпиров, а на

краю — лейкократовым амфиболитом, вплоть до амфиболового сланца. Рассмотрим сначала подробнее гранатовые амфиболиты (табл. 1).

Гранатовый амфиболит (обр. 709). Основная ткань породы представлена крупнозернистым (до 1–2 мм) агрегатом амфибола субидиоморфного облика, плеохроирующего в зеленоватых тонах, нередко с голубоватым оттенком, в который включены многочисленные мелкие зерна кварца ксеноморфного облика. Совместно с амфиболом развивается плагиоклаз, соответствующий олигоклазу, реже — клиноцоизит. Крайне редко в породе наблюдаются реликтовые участки, где видно, что *Amp-Pl* ассоциация замещает *Spx-Pl* симплектиты. Присутствующие в породе порфиробласты граната (25 об. %) до 3–4 мм диаметром имеют “пористый” облик и с краевых частей корродируются, что устанавливается, в частности, по участкам *Amp-Qz* реакционных кайм. Порфиробласты граната насыщены также включениями амфибола, кварца и нередко — кальцита.

Обр. 706. Большая часть породы сложена среднезернистым агрегатом амфибола (43 об. %), плеохроирующего в желтовато-зеленых тонах. Его субидиоморфные зерна содержат многочисленные ксеноморфные включения кварца и плагиоклаза. Реже встречаются призматические кристаллы эпидота/клиноцоизита (до 1 об. %), приуроченные к краевым частям амфиболовых агрегатов. Реликтовые ксеноморфные зерна граната (13 об. %) до 0.3 мм в поперечнике обычно окружены кварц-плагиоклазовыми оторочками, которые выполняют 43 об. % породы. Титанит и ильменит встречаются в породе редко.

Как сказано выше, с краевых частей будин породы превращены в амфиболиты, где сначала фиксируется последовательный процесс замещения граната (безгранатовые амфиболиты в табл. 1).

Амфиболит (обр. 710). Крупнозернистая порода сложена преимущественно амфиболом (при подчиненной роли биотита до 5 об. %), плагиоклазом и кварцем. Зерна амфибола имеют субидиоморфный облик, разориентированы и содержат многочисленные включения зерен кварца. Соотношение амфибола с плагиоклазом составляет 70/30. В породе встречаются многочисленные участки *Pl-Qz-Bt* агрегатов (20 об. %), являющихся псевдоморфозами по порфиробластам граната. Наполнение этих участков соответствует примерно 20 об. % мелкозернистого биотита, часто имеющего ориентировку вдоль длинной оси псевдоморфозы. Нередко с противоположных сторон таких структур имеются “хвосты”, состоящие из ориентированных агрегатов амфибола.

На заключительной стадии амфиболизации порода приобретает облик, типичный для рассланцованного лейкократового амфиболита с присутствием биотита.

Обр. 711. Порода крупнозернистого строения сложена преимущественно субидиоморфными зернами амфибола (65 об. %), плеохроирующего в густо-зеленых и реже в сине-зеленых тонах. Включения в амфиболе представлены мелкими, размером до 0.3 мм, зернами титанита, составляющего 1–2 об. % породы. Биотит (10 об. %) имеет ориентировку согласно общей сланцеватости породы и представлен крупными удлиненными зернами. Плагиоклаз и кварц (в сумме 25 об. %), при доминирующей роли последнего, имеют ксеноморфный облик и заполняют пространство между зернами амфибола. Местами встречаются мелкие зерна эпидота.

Гнейс (обр. 717). Порода имеет лейкократовый облик (меланократовых минералов не более 5 об. %). Она преимущественно сложена кварц-плагиоклазовым агрегатом при подчиненной роли калиевого полевого шпата. Все зерна лейкократовых минералов ксеноморфны, что типично для гранитной структуры. Наиболее ксеноморфен кварц, имеющий “облачное” погасание и эллиптичность агрегатов, определяющих гнейсовидность породы. Межзерновое пространство лейкократовых минералов заполнено мелкозернистым агрегатом биотита и мусковита при подчиненной роли эпидота (до 5 об. %). Эти агрегаты слюд формируют меланократовые слои до 0.5 мм мощности, при этом мусковит может замещать биотит в одном зерне. Замещение биотита мусковитом обычно происходит с одной стороны зерна, но присутствуют и обособленные зерна мусковита. Можно предположить, что такой характер замещения обусловлен синдеформационным направленным воздействием на породу и локальным увеличением межпорового пространства с образованием микрополостей и последующим ростом мусковита в них. Эпидот формирует редкие идиоморфные зерна с ромбическим сечением, которые облекаются биотитом. Биотит, в свою очередь, замещается мусковитом, что совпадает с регрессивным характером метаморфизма.

АНАЛИТИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА

Содержания петрогенных (главных) элементов в породах были проанализированы рентгено-спектральным флуоресцентным методом (XRF) на многоканальном спектрометре ARL-9800 по стандартной методике (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). Нижний предел определения оксидов петрогенных элементов составляет 0.01–0.05%. Валовые анализы пород на редкие и редкоземельные элементы (REE) проводились методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре ELAN-DRC-6100 по стандартной методике (ВСЕГЕИ). При этом относительная погреш-

ность определения элементов не превышает 5–10%.

Особенности внутреннего строения и состава минералов по главным элементам изучены в режиме композиционного контраста на растровом электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (ИГГД РАН). Условия измерений: ускоряющее напряжение 20 кВ, сила тока 1 нА, ZAF-метод коррекции матричных эффектов. Использованы стандартные образцы состава: Si, Mg, Fe – оливин, Al – керсутит, Ca – диопсид, Na – жадеит, K – ортоклаз, Mn – спессартин, Ti – TiO_2 , а также чистые соединения и металлы. Локальность анализа составляла 1–2 мкм. Суммы определяемых оксидов и элементов в анализах минералов были приведены к 100%.

Содержание редкоземельных (REE) и редких элементов в минералах определялось на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН) по методике, приведенной в (Соболев, Батанова, 1995). Условия съемки: используется первичный пучок ионов $^{16}\text{O}_2^-$, диаметр которого составляет примерно 15–20 мкм; ток ионов 5–7 нА; ускоряющее напряжение первичного пучка 15 кВ. Каждое измерение состояло из трех циклов, что позволяло оценить индивидуальную погрешность измерения. Общее время анализа одной точки в среднем составляло 30 мин. Размер исследуемого участка минерала не превышал в диаметре 15–20 мкм; относительная ошибка измерения для большинства элементов составляла 10–15%; порог обнаружения элементов в среднем равен 10 ppb. Редкоземельный состав породообразующих минералов определялся в тех же точках, что и анализ главных элементов на электронном микрозонде. При построении спектров распределения REE составы минералов нормировались на состав хондрита CI (McDonough, Sun, 1995). Символы минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010).

ПЕТРОХИМИЯ

Исследованные породы по петрохимическим характеристикам относятся к группе основных пород нормального ряда. По отношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (1.5–4) их можно отнести к породам натровой серии. Здесь следует отметить, что амфиболизированные дайки базитов схожи по величине отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (~2) с остальными амфиболитами (табл. 1). В то же время в протолите эклогитов значение отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (2–4) полностью перекрывает таковое (3–4) у эклогитов. При общей выдержанности составов всех выделенных петрографических групп следует отметить амфиболиты, которые отличаются от остальных групп пород по содержаниям калия и фосфора, что определяется широким развитием в них био-

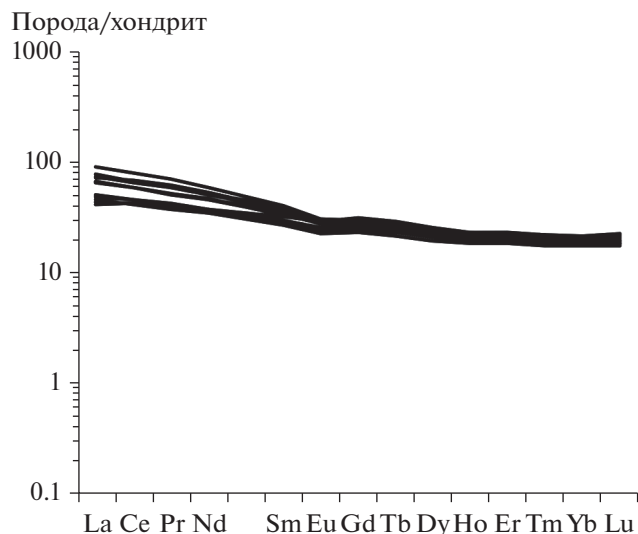


Рис. 4. Спектры распределения REE в породах, представленных в табл. 1 (кроме гнейса, обр. 717).

тита и апатита. По расчетным нормам CIPW все основные породы относятся к кварцнормативным (~10 об. %) высококальциевым железистым габбро ($Mg\# = 0.4–0.5$). Вмещающие породы – гнейсы по своим характеристикам соответствуют умеренно-магнезиальным ($Mg\# = 0.6$) плагиогранитам с соотношением нормативных $Qz : Pl : Or$ как 35 : 48 : 17, что в целом соотносится с петрографическими наблюдениями.

Редкоэлементный состав выделенных групп пород также незначительно варьирует. Так, содержание ванадия в амфиболитах (300–310 ppm) несколько ниже, чем в метагаббро (протолите эклогитов и дайках базитов) и эклогитах (350–370 ppm). Концентрация бария в амфиболитах незначительная (до 350 ppm), увеличивается по сравнению с другими группами пород (не более 260 ppm), что, скорее всего, определяется воздействием гнейсов, в которых содержится значительное его количество (1120 ppm, табл. 1). Можно предположить, что в амфиболитах это связано с вхождением Ba в амфибол, а не в плагиоклаз и биотит, поскольку содержание Sr и K не увеличивается. Спектры распределения REE дифференцированы с понижением содержания от легких к тяжелым REE (рис. 4) при среднем значении суммы REE около 100 ppm. В породах наблюдается слабовыраженная отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu^* составляет в среднем 0.90).

Можно сделать вывод, что по петрохимическим характеристикам основные породы о-ва Виценная Луда весьма гомогенны. Исключением являются амфиболиты, в том числе из каймы будин метабазитов, в которых установлено повышенное содержание K, R и Ba. Породы с эклогитовыми па-

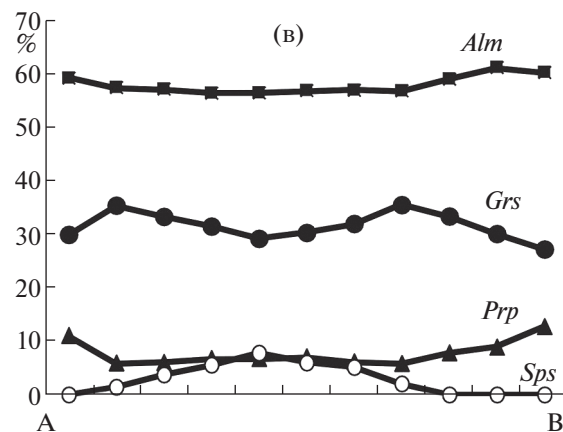
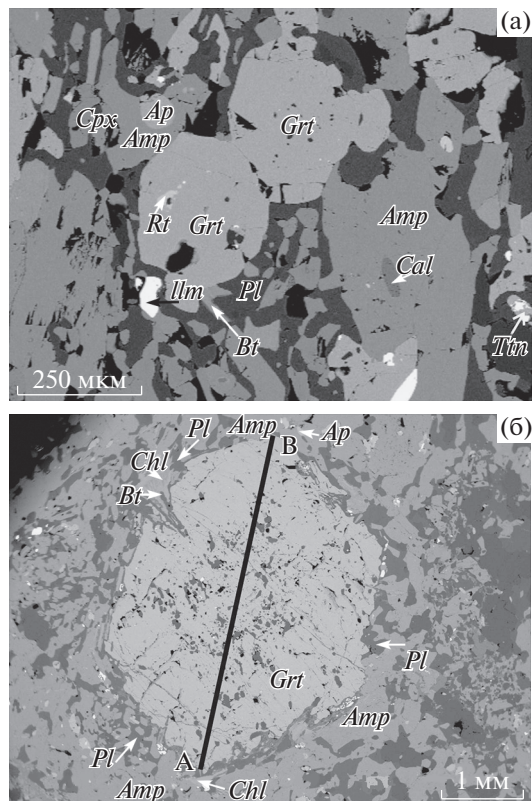


Рис. 5. BSE-изображение граната из эклогитов (а) и прослоя гранатового амфиболита (б) и характер зональности в нем (в).

рагенезисами практически не отличимы от их протолита, а часто – и от гранатового амфиболита, развивающегося совместно с эклогитами. Вышесказанное свидетельствует о субизохимичности процессов метаморфизма в пределах исследованной площади.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ

Гранаты. Гранаты в изученных породах представлены порфиробластами (пойкилобластами)

разного размера: 100–300 мкм (в эклогитах, рис. 5а) и 2–3 мм (в гранат-амфиболовых прослоях, рис. 5б). Пойкилобласты гранатов из гранат-амфиболовых прослоев содержат большое количество включений, представленных, чаще всего, кварцем, иногда — плагиоклазом, титанитом, амфиболом, реже — кальцитом. Включения чаще тяготеют к центральному частям зерен. Гранаты из эклогитов содержат значительно меньшее количество включений, которые представлены кварцем и рутилом. В гранатах обоих типов пород по трещинам развиваются такие минералы как эпидот, хлорит, калиевый полевой шпат.

Расчет граната на минеральный состав показал следующее: содержание *Alm* в гранатах из эклогитов (обр. 707) составляет 59–62 мол. %, *Grs* — 25–33 мол. %, *Prp* — 8–13 мол. %. Для гранатов из гранат-амфиболовых прослоев (обр. 709) характерно несколько повышенное содержание *Grs* и пониженные — *Alm* и *Prp*. Содержание *Sps* в обоих случаях незначительное и варьирует в пределах одного процента, за исключением точки 8 в обр. 709, в которой *Sps* составляет 7.8 мол. % (табл. 2).

Гранаты из эклогитов имеют зональность, проявляющуюся в уменьшении содержания *Grs* (на 6–7 мол. %) и увеличении — *Prp* (на 4–5 мол. %) и *Alm* (на 2–3 мол. %) от центра к краю зерен. Для гранатов из гранат-амфиболовых прослоев характерно проявление более сложной зональности, выражающейся в увеличении содержания *Grs* в центральной части от 30 до 33–35 мол. % и незначительном понижении *Grs* в краевой части зерен до 27–30 мол. % (рис. 5). Содержание *Prp* слабо варьирует в центральной части зерен в пределах 6–7 мол. % и увеличивается до 11–13 мол. % только в краевой части. Содержание *Alm* положительно коррелирует с содержанием *Prp*, увеличиваясь от 57 мол. % в центральной части и до 59–60 мол. % в краевой части зерен. Наиболее контрастно проградная зональность в гранатах из гранат-амфиболовых прослоев в эклогитах проявлена по *Sps*, содержание которого в центральной части зерен составляет около 6–8 мол. % и уменьшается к краю до нуля, образуя характерный горбообразный профиль (рис. 5).

Изменение зональности в отношении *Grs* между центральной и краевой частями граната из гранат-амфиболовых прослоев (рис. 5в) может быть связано с минеральными реакциями с участием Са-содержащих минералов (например, титанита, плагиоклаза, роговой обманки) при прогрессивном росте граната и отсутствием диффузионного выравнивания при ретроградном метаморфизме, проявленном в образовании каймы амфиболитов вокруг будины эклогитов.

В гранатах эклогитов и гранат-амфиболовых прослоев характер распределения редких элементов между центральными и краевыми частями

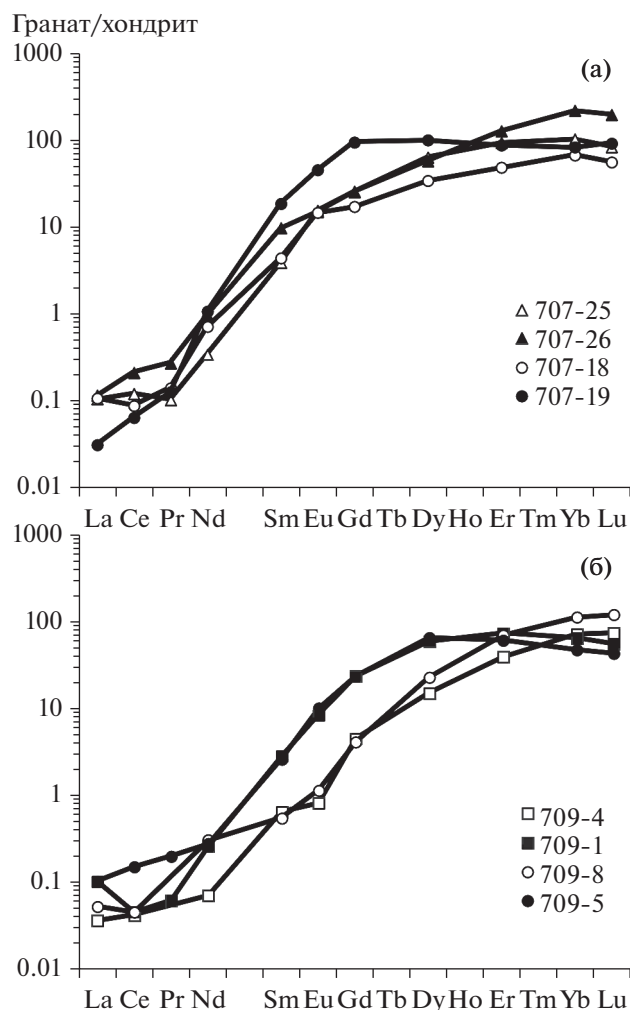


Рис. 6. Спектры распределения REE в гранатах из: (а) эклогитов, (б) прослоя гранатовых амфиболитов.

контрастно отличается (табл. 2). Анализ поведения REE в гранатах показал, что в целом спектры распределения REE соответствуют типовым, установленным для высококальциевых метаморфических гранатов (Скублов, 2005): с резко выраженной дифференциацией от легких к тяжелым REE с обогащением спектра в области HREE до 100 хондритовых отношений. Отрицательная Eu-аномалия при этом отсутствует (рис. 6).

В гранатах из эклогитов выделяется один из спектров распределения в краевой части (точка 707-19, табл. 2). Он отличается повышенным содержанием MREE (Sm и Eu) и ряда HREE (Gd и Dy), а также отрицательным (уменьшением нормированного на хондрит содержания по мере увеличения атомного номера) наклоном спектра в области HREE. По этой причине спектр распределения REE для точки 707-19 приобретает характерный горбообразный профиль (рис. 6а). В гранатах из гранат-амфиболовых прослоев в эклогитах

Таблица 2. Состав гранатов

Компоненты	Эклогит				Амфиболит с гранатом			
	707-25	707-26	707-18	707-19	709-4	709-1	709-8	709-5
	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край
SiO ₂	38.28	36.90	37.55	38.24	38.22	38.17	37.62	38.14
TiO ₂	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.45	22.38	21.87	21.69	21.92	21.59	21.42	22.64
FeO	26.51	28.47	26.70	27.82	25.91	26.84	25.49	27.06
MnO	0.40	0.15	0.42	0.23	0.37	0.00	3.48	0.01
MgO	2.19	3.30	1.95	3.23	1.74	2.82	1.72	2.79
CaO	11.16	8.79	11.44	8.80	11.84	10.58	10.28	9.36
Сумма	99.99	99.99	100.00	100.01	100.00	100.00	100.01	100.00
<i>Alm</i>	58.76	60.80	58.73	61.71	58.15	59.09	56.07	61.45
<i>Prp</i>	8.65	13.33	7.73	12.77	6.96	11.07	6.82	11.29
<i>Grs</i>	31.69	25.52	32.60	25.01	34.05	29.84	29.28	27.23
<i>Sps</i>	0.90	0.34	0.95	0.52	0.84	0.00	7.84	0.02
La	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Ce	0.08	0.13	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.09
Pr	0.01	0.03	0.01	0.01	n.d.	0.01	n.d.	0.02
Nd	0.16	0.45	0.33	0.50	0.03	0.12	0.14	0.12
Sm	0.58	1.47	0.66	2.79	0.09	0.41	0.08	0.37
Eu	0.88	0.86	0.84	2.60	0.04	0.46	0.06	0.55
Gd	5.08	5.19	3.47	19.1	0.87	4.56	0.80	4.58
Dy	15.8	14.3	8.53	25.0	3.59	14.2	5.46	15.6
Er	15.2	20.7	7.88	14.2	6.09	11.4	10.9	9.44
Yb	16.7	35.9	11.0	13.6	11.2	10.1	17.6	7.40
Lu	2.08	4.89	1.39	2.29	1.76	1.32	2.87	1.03
Ti	1080	178	773	359	1149	759	1291	814
V	73.5	105	31.9	88.3	202	106	306	121
Cr	27.0	118	15.8	39.0	184	77.8	16.2	50.3
Sr	0.55	0.38	0.37	0.19	0.20	0.24	0.25	0.25
Y	129	144	69.7	123	41.3	92.2	69.1	92.7
Zr	7.27	1.21	8.50	1.84	3.75	4.84	2.66	3.75
Nb	0.07	0.02	0.11	0.02	0.03	0.02	0.04	0.02
Ba	0.95	0.50	0.07	0.10	0.17	0.18	0.66	0.29
Hf	6.07	5.92	2.80	8.95	1.32	4.18	1.55	4.36
REE	56.6	83.9	34.2	80.1	23.7	42.6	37.9	39.2
LREE	0.27	0.64	0.43	0.56	0.07	0.17	0.18	0.26
HREE	54.9	81.0	32.3	74.2	23.5	41.5	37.6	38.0
Sm/Nd	3.70	3.25	1.99	5.62	2.96	3.51	0.57	3.02
Lu/Hf	0.34	0.83	0.50	0.26	1.33	0.31	1.85	0.24

Примечание. Здесь и в табл. 3–5 состав по главным элементам (SEM-EDS) приведен в мас. %, по редким и редкоземельным элементам (SIMS) – в ppm.

обе проанализированные краевые зоны отличаются от центральных частей зерен горбообразным профилем распределения REE, в деталях совпадающим для различных зерен граната, и отрицательным наклоном спектра распределения HREE (рис. 6б).

В гранатах из эклогитов и гранат-амфиболовых прослоев также наблюдается зональность и в отношении редких элементов (табл. 2). При сравнении составов центральной и краевой части зерен гранатов для обоих типов пород отмечается заметное повышение в их краевой части содержания Y (до полутора–двух раз) и умеренное — Hf. Распределение Y в рассматриваемых гранатах ожидаемо коррелирует с геохимически близкими ему элементами — Er и Yb, составляющими основной бюджет HREE. Ранее было установлено для метapelитов, что зональность гранатов с повышением содержания Y и HREE к краю зерен указывает на понижение температуры метаморфизма в процессе их кристаллизации (Скублов, Другова, 2002, 2004а; Pyle, Spear, 2003). В рассматриваемых в настоящей работе гранатах наблюдается увеличение содержания пиропового минерала и понижение спессартинового компонента от центра к краю зерен (табл. 2), что отвечает проградной зональности, т.е. увеличению температуры метаморфизма. Поэтому увеличение содержаний Y и HREE в высококальциевых гранатах, по крайней мере, из эклогитов и сходных пород не следует использовать как качественный критерий понижения температуры метаморфизма.

Содержание Ti в гранатах из эклогитов может понижаться к краю зерна более чем в пять раз, в гранатах из прослоев гранатовых амфиболитов — не более чем в полтора раза. Распределение V и Cr хорошо коррелирует между собой (табл. 2): в гранатах из эклогитов содержание этих элементов увеличивается к краю в 2–3 раза, а в гранатах из прослоев гранатовых амфиболитов оно в основном уменьшается от центра к краю зерен. Распределение Zr также подчеркивает отличия в составе гранатов из эклогитов и из прослоев гранатовых амфиболитов — в эклогитах Zr уменьшается к краю от 7–8 до 1–2 ppm, в прослоях гранатовых амфиболитов содержание Zr незначительно увеличивается. Распределение Hf коррелирует с поведением Zr, но только в гранатах из прослоев гранатовых амфиболитов.

Моноклинные пироксены. Моноклинные пироксены в эклогитах (обр. 707) представлены мелкими (в среднем 30–50 мкм в поперечнике) зернами в составе пироксен-плагноклаз-амфиболовых симплектитов. Расчет компонентного состава, согласно общепринятой классификации пироксенов (Morimoto et al., 1988), показал, что моноклинные пироксены из эклогитов представлены диопсид-авгитами с содержанием жадеито-

Моноклинные пироксен/хондрит

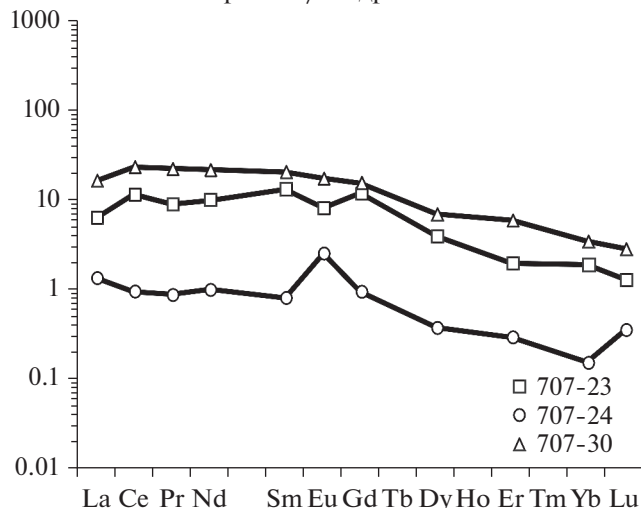


Рис. 7. Спектры распределения REE в моноклиновых пироксенах.

вого компонента до 17 мол. %, что формально не позволяет отнести моноклинные пироксены к “настоящим” омфацитам, для которых оно должно быть не менее 20 мол. % (Morimoto et al., 1988). Именно поэтому в ранних публикациях авторов для эклогитов Керетского архипелага (о-ва Сидоров и Илейки) использовался термин “эклогитоподобная порода” (Березин и др., 2013; Березин, Скублов, 2014). В этих *Grt-Cpx* породах моноклинные пироксены представлены не омфацитом, как в классических эклогитах, а авгитом или Na-авгитом с содержанием *Jd*-минерала не более 20 мол. %; для них также характерно повышенное количество *Amp* и нередко *Pl*.

Распределения REE в моноклиновых пироксенах из эклогитов (обр. 707) характеризуются слабо дифференцированным спектром с понижением содержаний от легких к тяжелым REE (рис. 7). Наличие такого наклона спектра связано с присутствием в парагенезисе гранатов — типичных концентраторов HREE (Seifert, Chadima, 1989). При определенном подобии формы спектров суммарное содержание REE в точках анализа варьирует от 2 до 40 ppm (табл. 3). Отличительной особенностью самого бедного в отношении REE моноклинового пироксена является четко выраженная положительная Eu-аномалия (рис. 7).

Помимо обедненности REE, в моноклиновом пироксене из эклогита (точка анализа 707-24) установлены пониженные, по сравнению с другими моноклиновыми пироксенами, содержания Ti, V, Cr, Y, Zr, Hf (табл. 3). Следует предположить, что при пиковых условиях эклогитового метаморфизма эти элементы были перераспределены в состав рутила, титанита, граната и цирко-

Таблица 3. Состав моноклинных пироксенов

Компоненты	707-23	707-24	707-30
SiO ₂	52.01	52.14	
TiO ₂	0.17	0.09	
Al ₂ O ₃	4.18	3.52	
FeO	11.69	10.64	
MnO	0.13	0.07	
MgO	10.50	11.11	
CaO	19.98	21.18	
Na ₂ O	1.15	1.25	
Сумма	99.81	100.00	
La	1.49	0.32	3.86
Ce	6.97	0.58	14.2
Pr	0.82	0.08	2.04
Nd	4.53	0.45	9.82
Sm	1.94	0.12	3.03
Eu	0.45	0.14	0.97
Gd	2.33	0.19	3.08
Dy	0.96	0.09	1.70
Er	0.31	0.05	0.94
Yb	0.30	0.02	0.55
Lu	0.03	0.01	0.07
Ti	447	31.5	3011
V	320	17.7	409
Cr	224	9.54	199
Sr	149	134	229
Y	5.05	0.35	8.47
Zr	8.89	0.67	11.0
Nb	0.03	0.02	3.31
Ba	34.3	33.0	93.3
Hf	0.71	0.04	1.09

на, которые в последствие при понижении давления распадались.

Амфиболы. В изученных породах можно выделить две генерации амфиболов: мелкозернистый амфибол в составе упомянутых выше симплектитов в эклогитах (обр. 707) и крупнозернистый (до 300 мкм в поперечнике) гипидиоморфный амфибол, наблюдающийся в разных количествах во всех типах описанных пород, но преобладающий в амфиболитах каймы (обр. 711). По классификации (Leake et al., 1997) все изученные амфиболы относятся к Са-амфиболам ряда эденит–ферропаргасит, причем, их состав постепенно меняется от эклогитов, где составы ближе к эдениту, к амфиболитам, где амфибол отвечает ферропаргаситу (рис. 8). Амфиболы из прослоев гранатовых амфиболитов (обр. 709) занимают промежуточ-

ное между ними положение. Таким образом, мелкозернистые амфиболы симплектитов более магнезиальные, чем амфиболы, встречающиеся в каймах амфиболитов. Все изученные амфиболы содержат калий (до 2 мас. % K₂O), при этом амфиболы второй генерации более обогащены калием, чем амфиболы первой генерации. В амфиболах из каймы амфиболизации (обр. 710 и 711) установлено минимальное содержание титана (TiO₂ варьирует в пределах 0.83–1.14 мас. %, табл. 4).

Амфиболы из прослоев гранатовых амфиболитов (обр. 709) характеризуются уровнем накопления REE со средним содержанием около 50 ppm. Спектры REE в амфиболах из эклогитов соответствуют по форме спектрам REE в моноклинных пироксенах – таким образом проявляется эффект наследования, характерный при замещении одного минерала другим (Скублов, 2005). Соответственно, в процессе наложения регрессивного метаморфизма на эклогиты из амфиболов высвобождается значительная часть REE, причем в большей степени – LREE. Вероятно, происходит перераспределение REE в такие минералы, как плагиоклаз, эпидот, апатит и др.

Амфиболы из каймы амфиболизации в будине эклогита контрастно отличаются от амфиболов из сохранившегося эклогита пониженными содержаниями LREE и ряда HREE, при этом суммарное содержание REE уменьшается примерно от 100 до 15–20 ppm (табл. 4). Подобное закономерное изменение состава амфиболов характерно при понижении температуры метаморфизма (Другова, Скублов, 2003; Skublov, Drugova, 2003).

Помимо почти двукратного понижения содержания Ti в ряду эклогит–амфиболит (в среднем от 11194 до 6363 ppm, по данным ионного микрозонда, табл. 4), в амфиболах фиксируется значительное понижение содержания V (в среднем от 793 до 442 ppm), Sr (в среднем от 60.0 до 30.3 ppm), Y (в среднем от 27.1 до 18.8 ppm), Nb (в среднем от 8.56 до 2.65 ppm) и Hf (в среднем от 3.26 до 1.87 ppm). Следует предположить, что V перераспределяется из амфиболов в рудные минералы (магнетит, ильменит), Sr – в плагиоклаз, Nb и Hf – в рутил. Вполне вероятно, что Y и Hf входят в состав циркона, образованного при наложенном метаморфизме амфиболитовой фации. Как было показано по результатам анализа состава циркона из эклогитов мира (Скублов и др., 2012), эклогитовый циркон характеризуется минимальным содержанием Y (в среднем 37 ppm). В цирконе из каймы амфиболизации крупной будины эклогитов, расположенной на северо-западной части мыса о-ва Сидоров, ближайшего к рассматриваемому в данной статье о-ву Виченная Луда, содержание Y составляет в среднем уже 300 ppm (Березин, Скублов, 2014).

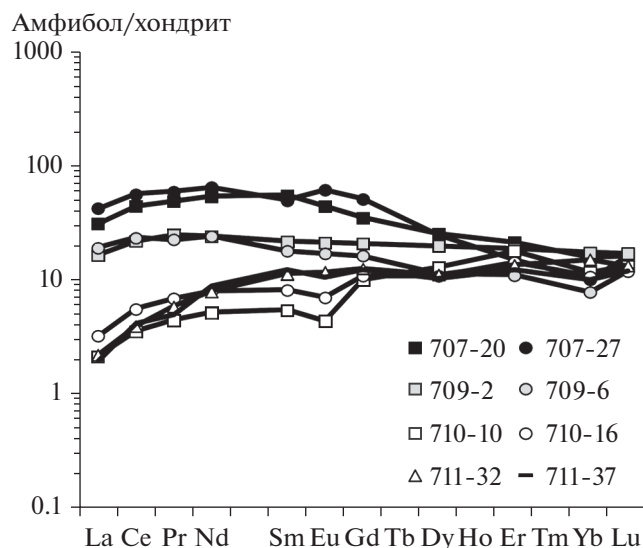


Рис. 8. Спектры распределения REE в амфиблах.

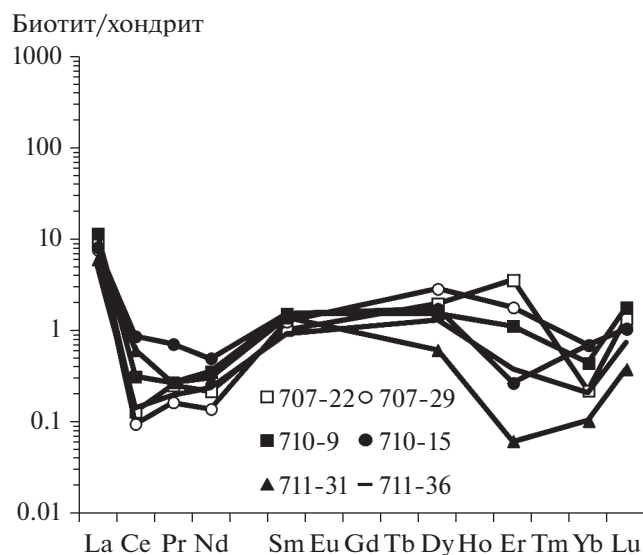


Рис. 9. Спектры распределения REE в биотитах.

Плагиноклазы. Плагиноклазы в эклогитах (обр. 707) находятся в парагенезисе с моноклинными пироксенами и амфиболами в составе симплектитов. По своему составу они соответствуют олигоклазу (An_{10-20}). В амфиболитах (обр. 710 и 711) плагиноклазы представлены крупными (до 300 мкм) гипидиоморфными зернами более основного состава (до An_{28}). Спектры распределения REE в плагиноклазах характеризуются незначительной дифференциацией с обогащением в области LREE и имеют умеренно выраженную положительную Eu-аномалию (Eu/Eu^* около 3) при незначительном общем содержании REE (в среднем 0.76 ppm).

Биотиты. Биотит в значительном количестве присутствует в амфиболитах и, скорее всего, равенснен с амфиболом, связанным с наложенным метаморфизмом амфиболитовой фации. Биотит имеет умеренный по железистости состав ($f=0.5-0.6$) и в целом отличается высоким содержанием титана. Причем, биотиты из эклогитов более титанистые, чем биотиты из амфиболитов: содержание TiO_2 в первом (обр. 707) — 4.5–5.5 мас. %, в то время как в биотите из амфиболитов (обр. 710 и 711) содержание TiO_2 колеблется в пределах 1.5–3.5 мас. %.

Спектры распределения REE в целом схожи для сравниваемых биотитов (рис. 9). Общей особенностью является некоторая синусоидальность спектров REE, характерная для минералов, образование которых связано с неравновесными процессами и воздействием флюида (Скублов, 2005). На флюидное воздействие также косвенно указывает повышенное содержание Cl (до 0.17 мас. %, табл. 5) и отрицательная Ce-аномалия, проявленная в биотитах. Для биотитов из эклогитов и амфиболитов о-ва Виченная Лула отсутствует диф-

ференциация в распределении REE с закономерным уменьшением нормированного на хондрит содержания от легких к тяжелым REE, ранее установленная для биотитов из гранулитов беломорского комплекса (Скублов, Другова, 2004б). Биотиты из эклогитов, помимо повышенного содержания Ti (среднее значение 36393 ppm в сравнении с 12154 ppm по данным ионного микрозонда, табл. 5), отличаются от биотитов из каймы амфиболитизации также повышенным суммарным содержанием REE (в среднем 9.80 и 5.02 ppm, соответственно), Nb (16.1 и 1.77 ppm), V (592 и 356 ppm), Cr (456 и 307 ppm), Ba (5224 и 2693 ppm) и Hf (1.63 и 0.63 ppm). Уменьшение содержания Ti при сравнении составов биотитов из эклогитов и амфиболитов отражает понижение температуры метаморфизма при наложенном на эклогиты метаморфизме амфиболитовой фации (Henry, Guidotti, 2002; Henry et al., 2005; Wu, Chen, 2015). При этом Ti, ранее содержащийся в биотите, образует рутил, в состав которого также входят высокочargedные элементы — Nb и Hf (Скублов и др., 2013). Для Hf возможно предполагать вхождение в состав новообразованного циркона в амфиболитах. V и Cr перераспределяются либо в магнетит, либо в ильменит. Барий, вероятнее всего, входит в состав полевых шпатов. Перераспределение REE охарактеризовать достаточно сложно, поскольку в породах присутствует несколько породообразующих минералов-концентраторов REE, таких как гранат, амфибол и моноклинный пироксен.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Эклогиты, отмеченные по всему миру в комплексах гнейсов, часто представлены будинами

Таблица 4. Состав амфиболов

Компоненты	Эклогиты		Амфиболиты с гранатом		Амфиболиты без граната			
	707-20	707-27	709-2	709-6	710-10	710-16	711-32	711-37
SiO ₂	44.83	44.39	42.98	43.84	41.61	42.17	41.53	42.15
TiO ₂	1.57	1.35	1.79	1.54	1.14	0.91	1.04	0.83
Al ₂ O ₃	11.50	12.34	13.36	12.93	14.20	14.08	13.82	13.60
FeO	18.43	17.34	17.35	17.73	20.93	21.44	21.06	21.13
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35	0.15	0.17	0.21
MgO	9.17	9.98	9.93	9.44	7.63	6.66	7.07	7.26
CaO	11.30	11.52	11.33	11.26	11.66	11.50	11.92	11.94
Na ₂ O	1.99	1.85	2.03	2.07	1.37	1.72	1.47	1.08
K ₂ O	1.21	1.23	1.24	1.20	1.09	1.30	1.76	1.72
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.06	0.17	0.08
Сумма	100.00	100.00	100.01	100.01	100.00	99.99	100.01	100.00
La	7.35	10.03	3.90	4.51	0.50	0.76	0.52	0.46
Ce	27.2	34.3	13.4	14.2	2.16	3.39	2.40	2.52
Pr	4.51	5.47	2.30	2.09	0.41	0.64	0.54	0.46
Nd	24.4	29.6	11.0	11.0	2.34	3.66	3.59	4.05
Sm	8.09	7.32	3.20	2.65	0.80	1.20	1.67	1.82
Eu	2.48	3.46	1.19	0.96	0.24	0.39	0.66	0.59
Gd	6.92	10.1	4.12	3.24	1.98	2.16	2.48	2.40
Dy	6.24	6.05	4.88	2.77	3.16	2.66	2.73	2.50
Er	3.41	2.41	3.00	1.75	2.88	2.28	2.16	1.93
Yb	2.52	1.62	2.78	1.26	1.87	1.71	2.43	1.61
Lu	0.40	0.40	0.42	0.30	0.32	0.29	0.33	0.29
Ti	10582	11806	11409	10340	4938	5739	7827	6948
V	866	719	500	428	362	524	426	454
Cr	207	369	165	216	122	248	271	222
Sr	67.4	52.5	70.3	76.5	33.1	28.0	32.7	27.4
Y	28.5	25.8	26.4	14.0	25.1	17.1	17.3	15.5
Zr	21.9	21.3	20.9	19.1	9.85	10.2	22.6	17.2
Nb	6.20	10.9	8.95	3.67	1.22	1.26	4.50	3.61
Ba	91.6	131	156	127	60.3	198	85.3	78.8
Hf	3.31	3.21	2.46	1.80	1.45	1.96	1.93	2.15

(“линзами”) различного размера с четко выраженной каймой амфиболитизации (Eskola, 1921). При этом количество будин эклогитов может быть весьма значительным, но их размеры не превышают 100 м по удлинению. Зоны амфиболитизации по периметру будин эклогитов могут варьировать по мощности от 20 см до первых метров. Мелкие, до 1 м по удлинению тела эклогитов могут быть нацело превращены в амфиболиты. Эта особенность строения эклогитов была зафиксирована П. Эскола около века назад по результатам исследования ареала гнейсов в Нордфьорде и Ме-

ре в Западной Норвегии (Eskola, 1921). Процесс амфиболитизации эклогитов интерпретировался им как результат регрессивной ветви метаморфизма. Исследуя геолого-петрографические особенности амфиболитов и эклогитов губы Кив и губы Кузокоцкой Белого моря Г.М. Саранчина (1946) предположила, что переход от эклогитов к амфиболитам, в основном приуроченных к краевой зоне эклогитовых тел, является результатом воздействия “гранитного вещества, мигматизирующего вмещающие породы”.

Таблица 5. Состав биотитов

Компоненты	Эклогиты		Амфиболиты без граната			
	707-22	707-29	710-9	710-15	711-31	711-36
SiO ₂	38.55	38.46	37.83	37.35	38.08	37.13
TiO ₂	4.80	5.08	2.09	2.03	1.64	1.66
Al ₂ O ₃	14.67	14.58	17.47	18.03	17.03	17.36
FeO	20.71	20.82	21.49	21.23	22.35	22.82
MnO	0.00	0.00	0.13	0.11	0.07	0.28
MgO	10.88	10.73	10.31	10.59	10.43	10.65
Na ₂ O	0.00	0.14	0.24	0.15	0.21	0.00
K ₂ O	10.39	10.19	10.37	10.43	10.19	9.92
Cl	0.00	0.00	0.07	0.08	0.00	0.17
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
La	2.13	1.81	2.73	1.93	1.42	1.21
Ce	0.08	0.06	0.19	0.53	0.37	0.09
Pr	0.02	0.02	0.03	0.07	0.02	0.02
Nd	0.10	0.06	0.16	0.23	0.14	0.11
Sm	0.15	0.18	0.23	0.22	0.20	0.13
Eu	7.30	5.38	1.53	3.97	1.07	1.30
Gd	0.06	n.d.	0.11	0.19	n.d.	n.d.
Dy	0.49	0.70	0.38	0.42	0.15	0.31
Er	0.57	0.29	0.18	0.04	0.01	0.06
Yb	0.04	0.11	0.07	0.11	0.02	0.03
Lu	0.03	0.03	0.04	0.03	0.01	0.02
Ti	33893	38892	12983	12435	10709	12488
V	619	564	353	312	368	391
Cr	449	463	295	283	349	300
Sr	174	3.26	3.70	3.38	3.53	1.29
Y	0.22	0.11	0.12	0.15	0.14	0.08
Zr	0.27	0.49	0.49	0.33	1.06	0.56
Nb	12.0	20.2	0.78	0.97	2.74	2.60
Ba	4534	5913	3522	3222	1734	2294
Hf	1.41	1.84	0.84	0.97	0.24	0.48
REE	11.0	8.64	5.64	7.74	3.41	3.28

Особенностью эклогитов Беломорья является частое присутствие в них плагиоклаза. Согласно современным представлениям, в эклогитах может присутствовать плагиоклаз, например в эклогитах с высоким валовым отношением $(Na + Al)/(Mg + Fe + Ca)$ (Кориковский, 1998, 2009; Кориковский и др., 1997; Carswell, 1990). Поэтому использование термина “эклогит” для плагиоклазсодержащих *Grt*-*Na*-*Cpx* пород о-ва Виченная Луда предполагается корректным. Понижение содержания жадеитового компонента в моноклинном пироксене из рассматриваемых пород до 17 мол. % обусловлено

наложенными процессами регрессивного метаморфизма, когда пироксен образуется за счет распада омфацита с высоким содержанием жадеита ($Omp = Cpx + Pl$).

Значительное количество будин эклогитов с каймами амфиболизации было установлено на островах Керетского архипелага (о-ва Сидоров и Илейки) БПП. Для них были изучены составы минералов, возраст и параметры метаморфизма (Березин и др., 2013; Березин, Скублов, 2014).

На основе полевых и петрографических наблюдений на о-ве Виченная Луда можно предпо-

ложить следующую последовательность образования наблюдаемых эклогитовых парагенезисов с прослоями гранат-амфиболового состава и наложенными каймами амфиболизации (этап тектонического разобщения интрузий здесь не рассматривается).

1. Вмещающие породы для будин эклогитов представлены *Bt-Ms* гнейсами, а магматический протолит пород с эклогитовой ассоциацией представлен базитами. В условиях, близких к солидусу для гранито-гнейсов (~700°C), когда лишь часть вещества последних находится в пластичном состоянии, возникает направленное давление на будину основных пород, стохастический характер которого определяет несовпадение ориентировок зон напряжения в близкорасположенных будинах. Эклогитовая ассоциация в метагаббро является реликтовой (объемное количество *Cpx-Pl* симплектитовых образований не превышает 20 об. %). Замещение *Cpx-Pl-Grt* ассоциации фиксируется по наличию псевдоморфоз *Bt-Qz-Pl* агрегата по гранату.

2. Возникшие зоны напряжений контролируют положение полостей раскрытия, приуроченных к центральным частям будин, где породы наименее пластичны. За счет разности давлений в эти полости импрегнируется флюид, преимущественно водный. Движение флюида по ослабленным зонам приводит к образованию прослоев и обособлений с *Grt-Amp* парагенезисом, а в краевых частях таких зон — с натровым моноклинным пироксеном (за счет большей подвижности натрия).

3. При остывании системы гнейс-будина участки с эклогитовой ассоциацией “консервировались”, а в краевых частях будин возникала кайма амфиболизации. Кайма амфиболизации представлена биотитовым амфиболитом и рассланцована, согласно контакту будины с гнейсами.

Магматический возраст протолита эклогитов Керетского архипелага, установленный U-Pb методом по циркону, находится в интервале 2400–2480 млн лет. Возраст эклогитизации соответствует временному промежутку 1870–1890 млн лет и согласуется с оценками для других проявлений эклогитов в пределах БПП.

Эклогитизация метабазитов Керетского архипелага, на примере о-ва Сидоров (Березин и др., 2013), проходила при параметрах 12 кбар и 700°C, соответствующих границе эклогитовой-амфиболовой фаций относительно умеренного давления, и была обусловлена локальным повышением давления с участием флюида на стадии остывания пород. Регрессивный этап метаморфизма характеризовался давлением от 12 до 6.5 кбар и температурами от 700 до 600°C (Березин, Скублов, 2014). Приконтактовая амфиболизация метабазитов при температуре около 620°C и давлении 2–

2.5 кбар в условиях низкобарической амфиболовой фации около 1870 млн лет проявилась как на породном уровне (образование каймы амфиболита вокруг будины эклогитизированного базита), так и на минеральном — значительное искажение состава эклогитового циркона по редким и редкоземельным элементам (Березин, Скублов, 2014). Однако сопоставление состава порообразующих минералов по редким элементам из эклогитов центральной части БПП и наложенных зон амфиболизации практически не проводилось.

Как было показано выше, в гранатах из эклогитов наблюдается зональность в отношении редких и редкоземельных элементов (табл. 2). Для них также установлена проградная зональность с повышением *Prp* и понижением *Sps* компонента в краевой части зерен.

Зональность гранатов по редким элементам была установлена и в других проявлениях эклогитов в БПП. Для эклогитов в северо-западной части этой структуры (салминских эклогитов) были описаны наложенные процессы амфиболизации (амфиболиты при этом образуют кайму будины, аналогичную рассматриваемой в настоящей работе) и гранатизации (Мельник, 2015). При этом гранаты из апоэклогитовых гранатита и амфиболита по составу отличаются от граната из салминского эклогита более высоким содержанием *Alm* и меньшей концентрацией *Prp* компонента (Скублов и др., 2011б; Мельник, 2015). Спектры распределения REE в гранатах из гранатита и *Grt-Cpx* амфиболита характеризуются выпуклой формой за счет обогащения LREE и MREE, отличаясь от сильно дифференцированных спектров распределения REE (с увеличением от LREE к HREE) в гранатах из эклогита (Мельник, 2015). Гранаты из гранатита и амфиболита обеднены *Сг* в 2–8 раз по сравнению с гранатами из эклогита.

Аналогичные выпуклые спектры были установлены в гранатах с проградной зональностью из эклогитов Атбашинского хребта, Южный Тянь-Шань (Волкова и др., 2014). Появление выпуклых в области MREE спектров авторы связывают с равновесной кристаллизацией соответствующих зон граната с омфацитом. В то же время обогащение гранатов из эклогитов комплекса Церматт–Саас–Фе в Альпах Lu, Yb, Tm ± Er в центральной части и Sm, Eu, Gd, Tb ± Dy в краевой части зерен авторы склонны объяснять не рэлеевским фракционированием, сопровождаемым реакциями распада сосуществующих с гранатом минералов, а как результат диффузионного перераспределения REE, при котором поглощение гранатом REE ограничено их диффузией в матрице породы (Skora et al., 2006).

Как было установлено, отличительной особенностью самого бедного в отношении REE моноклинного пироксена из эклогитов о-ва Виченная

Луда является четко выраженная положительная Eu-аномалия (рис. 7). На основе исследования редкоземельного состава омфацита из эклогитов в составе нюрндуханского комплекса Северо-Западного Прибайкалья (Другова, Скублов, 2004; Скублов, Другова, 2004а) и лигурийских офиолитов (Tribuzio et al., 1996) ранее было показано, что такой характер спектра с истощением REE до хондритового уровня и положительной Eu-аномалией является типичным для омфацитов из эклогитов, а наличие Eu-аномалии может свидетельствовать о кристаллизации в отсутствие плагиоклаза. Вполне вероятно, что спектр REE в точке анализа 707-24 (табл. 3) является “реликтовым”, сохранившимся от пика эклогитового метаморфизма, поскольку состав в этой точке по главным элементам не отвечает омфациту (Jd равен 9.4%). Такая ситуация возможна, если учесть гораздо меньшие скорости диффузии для трехвалентных REE по сравнению с двухвалентными катионами в составе моноклинного пироксена.

В последнее время в метаморфической петрологии значительное внимание уделяется проблеме мобильности в ходе регионального метаморфизма ряда редких элементов, в первую очередь HFSE и в их составе REE, ранее считавшихся ограниченно мобильными. Проведенные масс-балансовые расчеты по главным и редким элементам и совместное исследование мультикомпонентной химической зональности породообразующих минералов с реальными метаморфическими реакциями в метапелитах Енисейского кряжа показали, что при коллизионном метаморфизме пелитов соблюдается изохимический характер процесса в отношении большинства компонентов системы (Лиханов, Ревердатто, 2015). Исключением являются HREE, для которых не выполняется принцип изохимичности, что предполагает их относительно высокую миграционную мобильность при метаморфизме в сравнении с другими элементами группы REE (Likhonov, 2018).

К иному выводу пришли В.М. Козловский с коллегами, исследовавшие состав метаморфизованных базитов района Красной губы в Беломорском подвижном поясе в отношении главных и редких элементов. Было установлено, что при эклогитизации габброноритов заметно изменяется содержание щелочных и щелочноземельных элементов, а при образовании амфиболитов и биотитовых амфиболитов по плагиоклазовым эклогитам как апогабброноритовым, так и апогаббровым изменяются концентрации практически всех редких элементов, что свидетельствует о неизохимическом характере метаморфизма и существенной роли привноса–выноса несовместимых элементов (Расс и др., 2014).

Утверждение о неизохимичности большинства палеопротерозойских метаморфических процессов

в БПП получило дальнейшее развитие по результатам сравнительного изучения геохимических изменений в амфиболитах и гнейсах, испытавших плагиомигматизацию, высокobarный метаморфизм, двуполевошпатовую мигматизацию и вторичную амфиболитизацию в период свекофеннской тектоно-метаморфической активизации. Причиной неизохимичности послужило взаимодействие пород протолита с потоками метаморфических флюидов. Воздействие на амфиболитово-гнейсовый комплекс щелочного флюида, по мнению авторов, сопровождалось обеднением пород преимущественно HREE, обогащением LREE, редуцированием отрицательной и формированием положительной Eu-аномалии (Козловский, Бычкова, 2016).

Анализ данных по составу пород из 40 реперных объектов мира (в том числе и из эклогитов), в разной степени подвергшихся воздействию флюидных потоков, показал, что REE могут испытывать значительное фракционирование, в основном контролируемое ограниченным набором сосуществующих минеральных фаз (Ague, 2017). В эклогитах были зафиксированы процессы локального перераспределения REE. В качестве примера можно привести перераспределение HREE из частично замещаемого рутила и перекристаллизованного титанита в каймы новообразованного граната в эклогитах Тянь-Шаня, Западный Китай (Beinlich et al., 2010).

Мобильность Nd, Sm и Lu имеет большое значение для геохронологии — Sm-Nd и Lu-Hf изотопных систем, широко используемых в целях датирования гранатосодержащих парагенезисов, в том числе эклогитов. При анализе мобильности REE примерно в половине примеров было установлено значительное изменение содержания Sm и/или Nd, для Lu это проявлено в меньшей степени. Датирование гранатосодержащих пород Sm-Nd или Lu-Hf методом весьма чувствительно к изменению содержания REE в матриксе породы в процессе роста гранатов, что особенно усиливается в случае открытой системы в отношении REE и воздействия флюида (например, O'Neil et al., 2012).

Информация о возможной зональности величины Sm/Nd и Lu/Hf отношения в гранате позволяет соотнести результаты датирования с участием монофракции граната с помощью соответствующего изотопного метода с ростом конкретных зон минерала. Общей тенденцией для гранатов из рассматриваемой в настоящей работе будины эклогитов (кроме точек граната 707-25 и 707-26) и прослоев гранатовых амфиболитов в них является одновременное увеличение от центральной части к краю граната Sm/Nd отношения и понижение Lu/Hf отношения (табл. 2). Учитывая проградный тип зональности гранатов по содержаниям

Prp и *Sps* компонентов, возможно предположить, что Sm-Nd изохронный возраст будет в большей степени соответствовать времени кристаллизации каймы граната, а Lu-Hf возраст — преимущественно определять время кристаллизации центральной части граната. Различие в определениях возраста Sm-Nd и Lu-Hf методами с участием граната (учитывая разницу в температурах закрытия этих изотопных систем) для одного и того же образца позволит оценить длительность кристаллизации граната.

Таким образом, на основе детального минерало-геохимического исследования эклогитов и продуктов их изменения при регрессивном метаморфизме (амфиболитов в кайме будины эклогитов) на о-ве Виченная Луда Керетского архипелага Белого моря установлены значительные закономерные вариации состава породообразующих минералов в отношении редких и редкоземельных элементов, которые необходимо учитывать при геохронологических и термобарометрических исследованиях. Значимых отличий в составе пород по главным, редким и редкоземельным элементам между эклогитами и развивающимися по ним амфиболитами не установлено.

Благодарности. Авторы отдают долг памяти Сергею Петровичу Кориловскому, на протяжении десяти лет поддерживавшего их в деле изучения беломорских эклогитов. Авторы признательны Сергею Петровичу за постоянное внимание к нашим исследованиям, совместное обсуждение результатов и постановку новых задач, требовательное рецензирование наших публикаций.

Критические замечания О.Г. Сафонова и Т.В. Каулиной позволили значительно улучшить первоначальную версию рукописи.

Аналитические исследования минералов выполнены С.Г. Симакиным и Е.В. Потаповым (ЯФ ФТИАН), О.Л. Галанкиной (ИГГД РАН). Помощь А.Е. Мельника и сотрудников ББС “Картеш” (ЗИН РАН) способствовала успешному проведению полевых работ.

Источники финансирования. Исследование выполнено в рамках темы НИР № 0153-2019-0002 при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-55-53022).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Березин А.В., Скублов С.Г. Эклогитоподобные апогабровые породы Керетского архипелага (о-ва Сидоров и Большая Илейка, Белое море): особенности состава, условия и возраст метаморфизма // *Петрология*. 2014. Т. 22. № 3. С. 265–286.
- Березин А.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б. и др. Новое проявление эклогитов в Беломорском подвижном поясе: геология, условия метаморфизма и изотопный возраст // *Докл. АН*. 2013. Т. 448. № 1. С. 64–75.
- Березин А.В., Травин В.В., Марин Ю.Б. и др. Новые данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) и *P-T* параметрах эклогитизации даек Fe-габбро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) // *Докл. АН*. 2012. Т. 444. № 6. С. 644–649.
- Волкова Н.И., Ковязин С.В., Ступаков С.И. и др. Особенности распределения редких элементов в минеральных включениях в зональных гранатах из эклогитов Атбашинского хребта (Южный Тянь-Шань) // *Геохимия*. 2014. № 11. С. 1001–1024.
- Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 6. С. 609–631.
- Другова Г.М., Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в метаморфических амфиболах // *Геохимия*. 2003. № 2. С. 172–180.
- Другова Г.М., Скублов С.Г. Распределение редкоземельных элементов в гранатах, клинопироксенах, амфиболах и биотитах метаморфических пород // *Записки ВМО*. 2004. № 2. С. 47–59.
- Каулина Т.В., Япаскурт В.О., Пресняков С.Л. и др. Метаморфическая эволюция архейских эклогитоподобных пород района Широкой и Узкой Салмы (Кольский п-ов): геохимические особенности цирконов, состав включений и возраст // *Геохимия*. 2010. № 9. С. 926–945.
- Козловский В.М., Аранович Л.Я. Геолого-структурные условия эклогитизации палеопротерозойских базитовых даек восточной части Беломорского подвижного пояса // *Геотектоника*. 2008. № 4. С. 70–84.
- Козловский В.М., Аранович Л.Я. Петрология и термобарометрия эклогитовых пород Красногубского дайкового поля, Беломорский подвижный пояс // *Петрология*. 2010. Т. 18. № 1. С. 29–52.
- Козловский В.М., Аранович Л.Я., Фришман Н.И. Проградные преобразования амфиболитов в эклогиты и эклогитоподобные породы в условиях низкобарической части // *Геология и геофизика*. 2015. Т. 56. № 5. С. 906–931.
- Козловский В.М., Бычкова Я.В. Геохимическая эволюция амфиболитов и гнейсов Беломорского подвижного пояса в процессе палеопротерозойского метаморфизма // *Геохимия*. 2016. № 6. С. 543–557.
- Кориловский С.П. Фации глубинности среднетемпературных коровых эклогитов в *P-T* поле стабильности кислого плагиоклаза // *Тез. докл. Международной конференции к 100-летию Н.А. Елисеева*. Санкт-Петербург. 1998. С. 5.
- Кориловский С.П. Проградные преобразования умеренно-барических амфиболитов в ходе их эклогитизации // *Петрология*. 2009. Т. 17. № 4. С. 339–354.
- Кориловский С.П., Мирковский В., Закариадзе Г.С. Метаморфическая эволюция и состав протолита плагиоклазосодержащих эклогит-амфиболитов Бучимского блока Сербо-Македонского массива, Македония // *Петрология*. 1997. Т. 5. № 6. С. 596–613.
- Косой Л.А. Геологопетрографический очерк Керетского района Северной Карелии // *Ученые записки ЛГУ*. 1938. № 26. С. 65–99.

- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Масштабы массопере-
носа и дифференциальная подвижность петрогенных
и редкоземельных элементов в метапелитах при кол-
лизионном метаморфизме // Докл. АН. 2015. Т. 464.
№ 2. С. 203–208.
- Мельник А.Е. Эклогиты северо-западной части Бело-
морского подвижного пояса: геохимическая характе-
ристика и время метаморфизма: Дисс. ... канд. геол.-
мин. наук СПб.: ИГГД РАН, 2015. 196 с.
- Минц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А. и др. Беломор-
ская эклогитовая провинция: уникальные свидетель-
ства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // До-
кл. АН. 2010. Т. 434. № 6. С. 776–781.
- Расс И.Т., Аранович Л.Я., Корпечков Д.И., Козловский В.М.
Геохимические особенности метаморфизма базитов
Красной губы, Беломорский подвижный пояс // Гео-
химия. 2014. № 8. С. 732–748.
- Саранчина Г.М. Об амфиболитовых и эклогитовых по-
родах губы Кив и губы Кузокоцкой Белого моря // Сб.
статей к 70-летию акад. Д.С. Белянкина. М.: Изд-во
АН СССР, 1946. С. 273–281.
- Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в
породообразующих метаморфических минералах.
СПб.: Наука, 2005. 147 с.
- Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Марин Ю.Б. и др. U-Pb воз-
раст и геохимия цирконов из салминских эклогитов (ме-
сторождение Куру-Ваара, Беломорский пояс) // Докл.
АН. 2010. Т. 432. № 5. С. 668–675.
- Скублов С.Г., Астафьев Б.Ю., Марин Ю.Б. и др. Новые
данные о возрасте эклогитов Беломорского подвиж-
ного пояса в районе с. Гридино // Докл. АН. 2011а.
Т. 439. № 6. С. 795–802.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. Палеопротеро-
зойские эклогиты северо-западной части Беломорско-
го подвижного пояса, район Салмы: состав и изотоп-
но-геохимическая характеристика минералов, возраст
метаморфизма // Петрология. 2011б. Т. 19. № 5.
С. 493–519.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г. Общие за-
кономерности состава цирконов из эклогитов по редким
элементам применительно к проблеме возраста экло-
гитов Беломорского подвижного пояса // Петрология.
2012. Т. 20. № 5. С. 470–494.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. и др. Возраст
протолита эклогитов южной части Пезжострова, Бело-
морский пояс: протолит метабазитов как индикатор
времени эклогитизации // Петрология. 2016. Т. 24.
№ 6. С. 640–653.
- Скублов С.Г., Другова Г.М. Исследование зональности
метаморфических гранатов на ионном микрозонде // За-
писки ВМО. 2002. № 3. С. 105–114.
- Скублов С.Г., Другова Г.М. Редкоземельные элементы в
зональных метаморфических минералах // Геохимия.
2004а. № 3. С. 288–301.
- Скублов С.Г., Другова Г.М. Геохимия редкоземельных
элементов в метаморфических биотитах // Геохимия.
2004б. № 3. С. 337–341.
- Скублов С.Г., Зак Т., Березин А.В. и др. Результаты ло-
кального исследования (LA-ICP-MS) геохимии и U-Pb
возраста рутилов из пород Беломорского подвижного
пояса // Геохимия. 2013. № 2. С. 180–187.
- Скублов С.Г., Мельник А.Е., Марин Ю.Б. и др. Новые
данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) метаморфизма и
протолита эклогитоподобных пород района Красной
губы, Беломорский пояс // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 3.
С. 319–325.
- Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г., Березин А.В.
Главные стадии формирования палеопротерозойских
эклогитизированных габбро-норитов по результатам
U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов и изучения их
генезиса // Докл. АН. 2011. Т. 437. № 2. С. 238–242.
- Соболев А.В., Батанова В.Г. Мантийные лерцолиты
офиолитового комплекса Троодос, о-в Кипр: геохи-
мия клинопироксена // Петрология. 1995. Т. 3. № 5.
С. 487–495.
- Судовиков Н.Г. Материалы по геологии юго-западной
части Кольского полуострова // Тр. Ленингр. геол.
треста. Вып. 10. Л.-М.: Главная редакция геолого-раз-
ведочной и геодезической литературы, 1936. 33 с.
- Хервартц Д., Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е.
Первые определения Lu-Hf возраста гранатов из экло-
гитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский
щит, Россия) // Докл. АН. 2012. Т. 443. № 2. С. 221–
224.
- Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Конилов А.Н., Сла-
бунов А.И. Эклогиты Беломорского пояса (Кольский
полуостров): геология и петрология // Геология и гео-
физика. 2012а. Т. 53. № 1. С. 3–29.
- Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И. Гео-
химия и изотопный возраст эклогитов Беломорского
пояса (Кольский полуостров): свидетельство о субду-
цирующей архейской океанической коре // Геология и
геофизика. 2012б. Т. 53. № 1. С. 341–364.
- Ague J.J. Element mobility during regional metamorphism
in crustal and subduction zone environments with a focus
on the rare earth elements (REE) // American Mineralo-
gist. 2017. V. 102. P. 1796–1821.
- Balagansky V., Shchipansky A., Slabunov A.I. et al. Archae-
an Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Prov-
ince, Fennoscandian Shield: crustal architecture, timing,
and tectonic implications // International Geology Review.
2015. V. 57. P. 1543–1565.
- Beinlich A., Klemd R., John T., Gao J. Trace-element mobi-
lization during Ca-metasomatism along a major fluid con-
duit: Eclogitization of blueschist as a consequence of fluid-
rock interaction // Geochimica et Cosmochimica Acta.
2010. V. 74. P. 1892–1922.
- Carswell D.A. Eclogites and the eclogite facies: definitions
and classifications // Eclogite facies rocks. Ed. D.A. Car-
swell. Glasgow: Blackie, 1990. P. 1–13.
- Dokukina K., Mints M. Subduction of the Mesoarchae-
an spreading ridge and related metamorphism, magmatism
and deformation by the example of the Gridino eclogitized
mafic dyke swarm, the Belomorian Eclogite Province, east-
ern Fennoscandian Shield // Journal of Geodynamics.
2019. V. 123. P. 1–37.
- Eskola P. On the eclogites of Norway. Oslo Videbsk. Skr., I,
Mat.-Naturw. Kl. 1921. № 8. 118 p.

- Henry D.J., Guidotti C.V. Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications // *American Mineralogist*. 2002. V. 87. P. 375–382.
- Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // *American Mineralogist*. 2005. V. 90. P. 316–328.
- Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Volodichev O.I. Petrology of eclogites of the Belomorian province // 32nd IGC. Abstracts. Part 1. Florence, 2004. P. 108.
- Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V. et al. The Salma eclogites of the Belomorian Province, Russia: HP/UHP metamorphism through the subduction of Mesoarchean oceanic crust // Eds. L.F. Dobrzhinetskaya, S.W. Faryad, S. Wallis. *Ultrahigh-Pressure Metamorphism. 25 Years After the Discovery of Coesite and Diamond*. Elsevier, 2011. P. 623–670.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E. et al. Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names // *Mineralogical Magazine*. 1997. V. 61. P. 295–310.
- Li X., Zhang L., Wei C. et al. Neoproterozoic granulite-facies metamorphism in Uzkaya Salma eclogite-bearing mélange, Belomorian Province (Russia) // *Precambrian Research*. 2017a. V. 294. P. 257–283.
- Li X., Zhang L., Wei C. et al. Quartz and orthopyroxene exsolution lamellae in clinopyroxene and the metamorphic P-T path of Belomorian eclogites // *J. Metamorphic Geology*. 2017b. V. 36. P. 1–22.
- Likhanov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of the Yenisey Ridge, Siberia // *Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts* (Eds. S. Ferrero, P. Lanari, P. Goncalves, E.G. Grosch) Geological Society, London, Special Publications. 2018. V. 478. SP478–11.
- McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N. et al. Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // *Geology*. 2010. V. 38. № 8. P. 739–742.
- Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N. The Meso-Neoproterozoic Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution // *Gondwana Research*. 2014. V. 25. P. 561–584.
- Möller A., Appel P., Mezger K., Schenk V. Evidence for a 2 Ga subduction zone: eclogites in the Usagarian belt of Tanzania // *Geology*. 1995. V. 23. P. 1067–1070.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K. et al. Nomenclature of pyroxenes // *American Mineralogist*. 1988. V. 73. P. 1123–1133.
- O'Neil J., Carlson R.W., Paquette J.-L., Francis D. Formation age and metamorphic history of the Nuvvuagittuq Greenstone Belt // *Precambrian Research*. 2012. V. 220–221. P. 23–44.
- Pyle J.M., Spear F.S. Yttrium zoning in garnet: Coupling of major and accessory phases during metamorphic reactions // *American Mineralogist*. 2003. V. 88. P. 708.
- Seifert K.E., Chadima S.A. Depletion of heavy rare-earth elements in metamorphic minerals from Adirondack anorthosites // *Geology*. 1989. V. 17. P. 1004–1006.
- Skora S., Baumgartner L.P., Mahlen N.J. et al. Diffusion-limited REE uptake by eclogite garnets and its consequences for Lu-Hf and Sm-Nd geochronology // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. V. 152. P. 703–720.
- Skublov S., Drugova G. Patterns of trace-element distribution in calcic amphiboles as a function of metamorphic grade // *Canadian Mineralogist*. 2003. V. 41. P. 383–392.
- Travin V.V., Kozlova N.E. Eclogitization of basites in Early Proterozoic shear zones in the area of the village of Gridino, Western Belomorie // *Petrology*. 2009. V. 17. № 7. P. 684–706.
- Tribuzio R., Messiga B., Vannucci R., Bottazzi P. Rare earth element redistribution during high-pressure–low-temperature metamorphism in ophiolitic Fe-gabbros (Liguria, northwestern Italy): Implications for light REE mobility in subduction zones // *Geology*. 1996. V. 24. P. 711–714.
- Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *American Mineralogist*. 2010. V. 95. P. 185–187.
- Wu C.M., Chen H.X. Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite- or rutile-bearing crustal metapelites // *Science Bulletin*. 2015. V. 60. P. 116–121.
- Yu H., Zhang L., Zhang L. et al. The metamorphic evolution of Salma-type eclogite in Russia: Constraints from zircon/titanite dating and phase equilibria modeling // *Precambrian Research*. 2018. (in press).

Evolution of Mineral Composition During Eclogite Metamorphism in the Belomorian Mobile Belt: Data from Vichennaya Luda Island

A. V. Berezin^{a, b}, L. I. Salimgaraeva^{c, a}, and S. G. Skublov^{a, c}

^a*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, 199034 Russia*

^b*St. Petersburg State University, St. Petersburg, 199034 Russia*

^c*St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, 199106 Russia*

*e-mail: skublov@yandex.ru

The detailed mineralogical-geochemical study of eclogites and their retrograde products (amphibolites in a rim of eclogite boudin) from Vichennaya Luda Island (Keret Archipelago, White Sea) revealed systematic

variations in major-, trace and rare-earth element composition of rock-forming minerals, which should be taken into account in geochronological and thermobarometric studies. Garnets from garnet-amphibole interlayer sinéclogites demonstrate a prograde zoning. In addition, garnet rims differ from their cores in a “hump-like” REE pattern owing to the elevated Sm, Eu, Gd and Dy contents and a negative slope of HREE pattern, as well as in an increase of Sm/Nd and a decrease of Lu/Hf ratio. It has been established that the eclogites contain clinopyroxene with depleted (to chondritic level) REE contents, a positive Eu anomaly, and lowered Ti, V, Cr, Y, Zr, and Hf contents. Based on these geochemical features, the *Cpx* can be ascribed to relict that have preserved during peak eclogite metamorphism. Amphiboles in amphibolite rim of boudin sharply differ from amphiboles in eclogite in the lowered contents of LREE and some HREE sharply. In addition to almost a two-fold decrease of Ti content in the eclogite-amphibolite series sequence, amphiboles demonstrate a significant decrease of V, Sr, Y, Nb, and Hf contents. All biotites have sinusoidal REE pattern, which is typical of minerals formed through fluid-induced disequilibrium processes. Biotite from eclogites has higher Ti content and elevated contents of REE, Nb, V, Cr, Ba, and Hf as compared to biotites from the amphibolization rim. The eclogites and amphibolites developed after them are similar in major, trace, and rare-earth element composition.

Keywords: eclogites, major minerals, trace elements, rare-earth elements, Belomorian mobile belt