ISSN 2411-3336; e-ISSN 2541-9404

ЗАПИСКИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА
Journal of Mining Institute
Сайт журнала: pmi.spmi.ru



Научная статья

Гранатиты из эклогитового комплекса Марун-Кеу (Полярный Урал): геохимия и проблемы образования

Л.И.САЛИМГАРАЕВА[1,2]✉, **А.В.БЕРЕЗИН**[1,3]
[1] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*
[2] *Институт геологии и геохимии им. академика А.Н.Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия*
[3] *Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия*

***Как цитировать эту статью*:** Салимгараева Л.И., Березин А.В. Гранатиты из эклогитового комплекса Марун-Кеу (Полярный Урал): геохимия и проблемы образования // Записки Горного института. 2023. Т. 262. С. 509-525. EDN CLAFSR

Аннотация. Приведена комплексная минералого-геохимическая характеристика (XRF, ICP-MS, SEM-EDS, SIMS методы) гранатитов и их протолитов из комплекса Марун-Кеу (Полярный Урал) – одного из ключевых объектов в понимании истории развития Уральского орогена. Установлено, что ультраосновные (в большинстве случаев) и основные породы являются протолитами, по которым развиваются гранатиты. Общая тенденция для гранатитов – рост суммарного содержания REE по сравнению с протолитами. Все проанализированные гранатиты демонстрируют существенное падение Cr, Ni и Co. Содержание V в гранатитах также уменьшается относительно протолитов, но менее масштабно. В целом гранаты из гранатитов, развивающихся по перидотитам, характеризуются резко повышенным (относительно гранатов из гранатитов, развивающихся по основным породам – порфиритам) содержанием Prp минала и пониженным – Alm минала, что, вероятнее всего, определяется магнезиальностью протолита. В гранатитах по перидотитам установлен гранат с нетипичным недифференцированным спектром REE со значительной положительной Eu-аномалией, который может быть объяснен эффектом наследования гранатом спектра REE от минерала-предшественника, в данном случае плагиоклаза. Наблюдаемые на исследованном участке Слюдяная Горка гранатиты, вероятно, образовались из основных и ультраосновных пород океанической коры в процессе их выведения на более верхние уровни разреза при воздействии корового флюида, проникающего по зонам трещиноватости.

***Ключевые слова*:** гранатиты; эклогиты; гранаты; редкие элементы; редкоземельные элементы; комплекс Марун-Кеу

Благодарность. Исследование выполнено при поддержке гранта № РНФ 22-17-00177.

Поступила: 03.12.2022 ***Принята: 23.03.2023*** ***Онлайн: 23.06.2023*** ***Опубликована: 28.08.2023***

Введение. Гранатиты (породы с содержанием граната не менее 50 %) довольно часто встречаются в метаморфических комплексах [1-3]. Экспериментально подтверждено, что эклогиты полностью трансформируются в гранатиты при давлениях около 15 гПа, что реализуется при субдукции океанической коры [4-6]. Гранатиты также были установлены среди гранулитов в shear-зонах Хабарнинского мафит-ультрамафитового массива на Южном Урале [7] и Кондалитового пояса Северо-Китайского кратона [8]. Являются характерными образованиями для гигантского месторождения Брокен-Хилл, что объясняется метаморфизмом гранулитовой фации при активном участии флюидов [9, 10].

Природа происхождения гранатитов до сих пор остается дискуссионной. Распространенная точка зрения – появление гранатитов при метаморфизме первично дифференцированных магматических пород [11]. Существуют также предположения о возникновении гранатита в результате метаморфической дифференциации при активной инфильтрации флюида [3] и метасоматозе с образованием метасоматической колонки [12]. Гранат с высоким содержанием спессартинового минала часто может возникать при метаморфизме осадков, обогащенных Fe и Mn [13]. Во многих гипотезах отмечается вовлечение в процесс образования гранатитов значительного количества флюидов, обеспечивающих мобильность ряда компонентов [14, 15].

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

© Л.И.Салимгараева, А.В.Березин, 2023

В северо-западной части Беломорского подвижного пояса масштабные проявления гранатизации эклогитовых тел вплоть до образования мономинеральных гранатитов были отмечены в салминских эклогитах возрастом около 1900 млн лет. В результате исследования тела эклогитов в карьере месторождения Куру-Ваара установлено, что образование гранатита было оторвано во времени от процесса эклогитизации и произошло одновременно с внедрением секущих пегматитовых жил около 1840 млн лет назад, определявших привнос LREE и других высокозарядных элементов (Y, Zr, Hf и Th) [16].

Эклогитовый комплекс Марун-Кеу на Полярном Урале до сих пор является малоизученным. Характер протолитов, возраст и условия образования эклогитов Марун-Кеу – предмет дискуссий [17-19]. Ранее были предприняты попытки расшифровать метаморфическую эволюцию эклогитов Марун-Кеу путем детального исследования гранатов по главным элементам, без учета распределения редких и редкоземельных элементов (REE) [20, 21]. Гранатиты, широкое распространение которых среди эклогитов Слюдяной Горки было отмечено еще одним из первых исследователей эклогитов Полярного Урала Н.Г.Удовкиной [22], остались вне изучения во всех последующих работах.

Целью настоящего исследования является анализ закономерностей изменения состава (по главным, редким и редкоземельным элементам) гранатов и сосуществующих с ними минералов из различных типов гранатитов в эклогитовом комплексе Марун-Кеу применительно к проблемам образования гранатитов. Гранат является ключевым минералом при определении параметров метаморфизма [23, 24] и датировании гранатсодержащих парагенезисов Sm-Nd и Lu-Hf методами [25, 26]. Редкие и редкоземельные элементы широко используются при оценке геохимических обстановок кристаллизации, что позволяет с их помощью исследовать условия образования минералов различного генезиса, таких как циркон [27-29], титанит [30], берилл [31-33], оливин [34, 35] и ряд других.

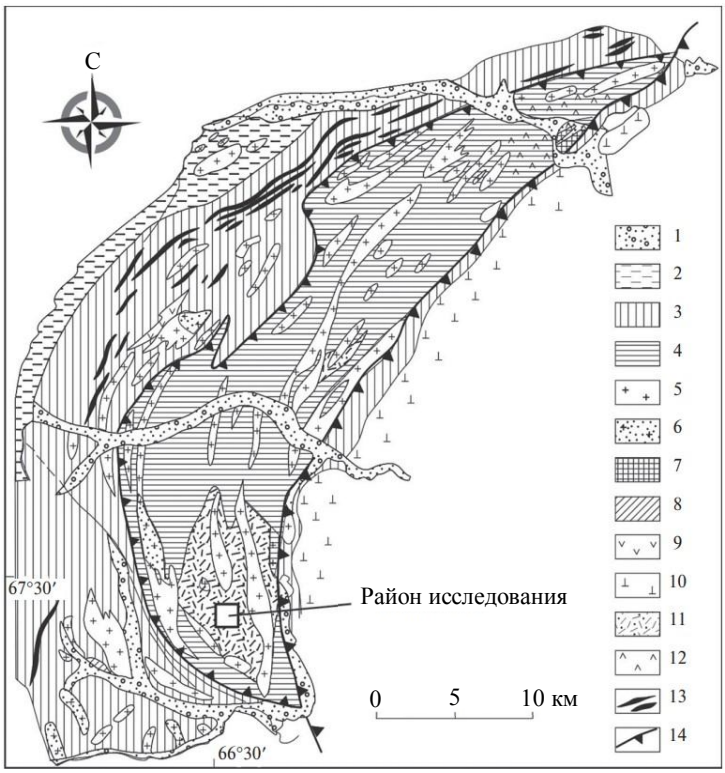


Рис.1. Схематическая геологическая карта комплекса Марун-Кеу [17, 22]

1 – четвертичные отложения; 2 – палеозойские отложения; 3 – няровейская серия: кварц-графитовые, кварц-серицитовые, амфибол-хлоритовые сланцы, конгломераты, серицит-хлоритовые сланцы с прослоями кварцитов, песчаников и мраморов, кварц-серицит-хлоритовые тонкополосчатые сланцы с прослоями эффузивов; 4 – комплекс Марун-Кеу: чередование амфиболитов (гранатовых, альбитовых, слюдистых, слюдисто-хлоритовых) с гнейсами, гранитогнейсами и эклогитами; 5 – граниты, тоналиты, гнейсы; 6 – гранитоиды с флюоритом; 7 – метариолиты; 8 – диориты; 9 – габбро, диабазы; 10 – перидотитовый комплекс Сыум-Кеу; 11 – участки распространения эклогитов; 12 – породы с глаукофаном; 13 – кварц-графитовые сланцы; 14 – зоны нарушений

Геологическая характеристика района исследования. Комплекс Марун-Кеу – один из ключевых объектов в истории развития Уральского орогена, представляет собой тектонический блок размером 14×70 км, приуроченный к зоне Главного Уральского разлома (рис.1) [22]. Наиболее полно эклогиты и реликты их протолитов представлены в южной части комплекса Марун-Кеу (местонахождение Слюдяная Горка). Выходы эклогитов приурочены к приосевой части структуры комплекса Марун-Кеу, эклогиты и их протолиты выражены линзовидными блоками, залегающими в гранито-гнейсовой матрице [22].

Вершина у отметки 1040 (67°28′16,5″ с.ш., 66°29′24″ в.д.) сложена массивными ультрабазитами. На склоне южной экспозиции в ультрабазитах наблюдается зона рассланцевания мощностью до 10 м. Азимут простирания зоны 340°, падение субвертикальное. В зоне рассланцевания

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 262. С. 509-525
© Л.И.Салимгараева, А.В.Березин, 2023

отмечены конформные ей линзы эклогитов (рис.2, *а*), от основания к вершине обнажения мощность линз увеличивается от 0,2 до 5 м при простирании более 15 м. В линзах эклогитов наблюдаются редкие обособления гранатитов мощностью до 5 см, тяготеющие к контактам с ультрабазитами (обр. 2204, рис.2, *б*). На 200 м ниже по склону на ЮЗ среди элювиальных развалов были отобраны два образца гранатитов (обр. 2224, 2225).

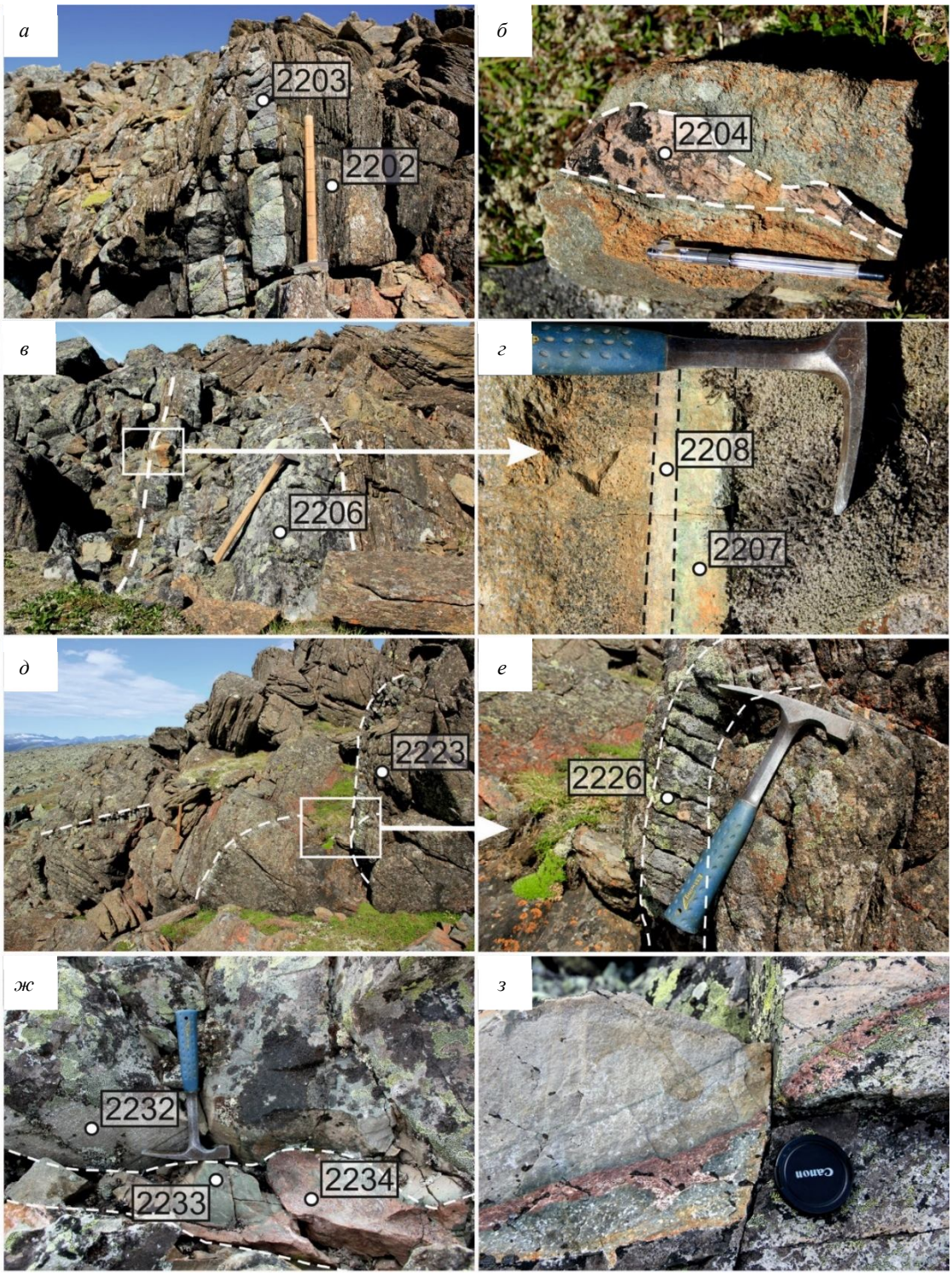


Рис.2. Фотографии обнажений: *а* – линзы эклогитов в зоне рассланцевания ультрабазитов; *б* – обособление гранатита в эклогите; *в* – линза эклогитов в зоне рассланцевания ультрабазитов; *г* – метасоматическая колонка на контакте ультрабазитов (слева) и эклогитов (справа); *д* – массивные ультрабазиты с разнонаправленными прожилками гранатитов (белый пунктир); *е* – прожилок гранатита с зонами амфиболизации; *ж*, *з* – зоны развития гранатитов и эклогитов в порфиритах

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

В некоторых случаях на контакте линз эклогитов с вмещающими ультрабазитами (рис.2, *в*) развивается метасоматическая зональность (рис.2, *г*), представленная зоной гранатита (обр. 2208) и комплементарной ей зоной хлорит-амфибол-эпидотового состава (обр. 2207). Суммарная мощность метасоматической колонки не превышает 5 см.

В 500 м на ЮЮЗ от отметки 1040 (67°27′49″ с.ш., 66°29′27″ в.д.) находится обнажение массивных ультрабазитов. На склоне юго-западной экспозиции в ультрабазитах появляется гранат, а гранатсодержащие перидотиты постепенно переходят в амфиболизированные эклогиты. Выше по склону в гранатсодержащих перидотитах отмечаются многочисленные разнонаправленные прожилки гранатита (обр. 2226) мощностью 2-3 см (рис.2, *д*) с зонами амфиболизации мощностью до 15 см с каждой стороны (рис.2, *е*).

На 300 м восточнее от вышеописанного обнажения (67°27′50″ с.ш., 66°29′55″ в.д.) находится зубчатый останец, сложенный порфиритами основного состава, по которым развиваются мелкозернистые эклогиты и зоны гранатизации. Мощность зон гранатизации (обр. 2234) от первых до десятков сантиметров (рис.2, *ж*). На контакте гранатитов с вмещающими порфиритами присутствуют тонкие (до 1 см) каймы амфиболизации (рис.2, *з*).

Установлено, что протолитами, по которым развиваются гранатиты, являются две разновидности пород – это ультраосновные и основные породы. Подробное описание всех основных разностей пород приведено в работе [22], отметим лишь некоторые важные особенности.

Первый тип протолита гранатитов – ультрабазиты, макроскопически (обр. 2202, рис.3, *а*, *б*) представлены темно-зелеными до черных породами, сложенными главным образом оливином при подчиненной роли ортопироксена. При петрографическом изучении породы установлено, что основная ее ткань выражена крупными зернами оливина и ортопироксена. Зерна оливина (до 90 об.%) в значительной степени изменены и превращены в агрегат иддингсита и талька в ассоциации с магнетитом. Ортопироксен (до 2 об.%), представленный идиоморфными зернами, характеризуется наличием структур распада твердого раствора в виде тонких ламелей. Пироксен часто замещен агрегатом бесцветного хлорита (рис.3, *а*, *б*). В породе также встречается гранат (до 10 об.%), который ксеноморфен и сильно изменен в краевой части с образованием зернистого агрегата магнезиального хлорита. Таким образом, по особенностям минерального состава породу можно отнести к гранатсодержащим ультраосновным породам (перидотитам [22]).

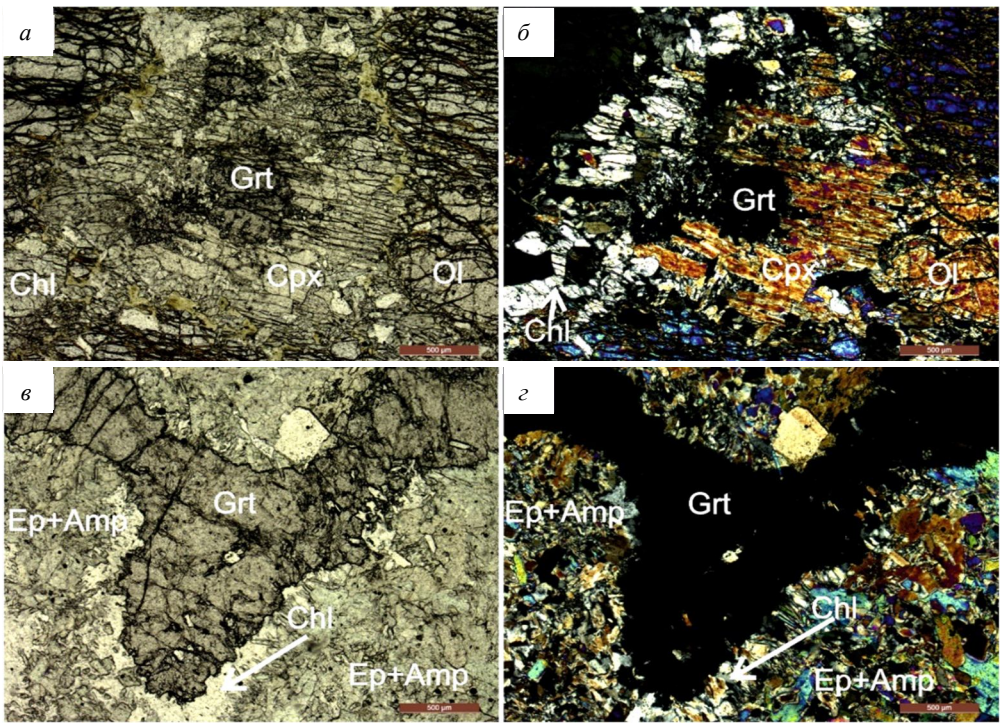


Рис.3. Фото шлифов: гранатсодержащего перидотита (обр. 2202) без анализатора (*а*), с анализатором (*б*); эклогита (обр. 2203) без анализатора (*в*), с анализатором (*г*)

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 262. С. 509-525
© Л.И.Салимгараева, А.В.Березин, 2023

При преобразовании перидотита (обр. 2203, рис.3, *в*, *г*) в породе отчетливо сохраняются реликты первичной структуры, вплоть до полного замещения оливина и пироксена. Реликты ортопироксена замещаются новообразованным клинопироксеном, а также бесцветным амфиболом и хлоритом. Агрегаты граната, поздние по генезису, заполняют промежутки между замещенными зернами пироксена и оливина и реже формируют отдельные мелкие зерна. Учитывая эти особенности, породу можно отнести к существенно измененному эклогиту.

Второй тип пород, по которому развиваются гранатиты, установлен лишь в одном случае – это пироксеновый базальтовый порфирит (обр. 2232). Порода серо-зеленого цвета с мелкозернистой основной массой, при микроскопическом исследовании в ней устанавливаются измененные микролиты плагиоклаза. Общая ткань породы сложена мелкозернистым агрегатом граната, амфибола, хлорита, измененного плагиоклаза и пироксена. Реликты вкрапленников представлены псевдоморфозами бесцветного хлорита, развивающегося по клинопироксену. В породе установлено до 3 об.% рутила, имеющего метаморфическое происхождение. На основании приведенных особенностей породу можно отнести к пироксеновым порфиритам основного состава.

При образовании эклогита по порфириту (обр. 2233) наблюдается более интенсивное проявление гранатизации в виде равномерного заполнения матрикса породы ксеноморфными агрегатами, без образования ограненных зерен. Внутри наиболее крупных (до 300 мкм) агрегатов граната были установлены включения бесцветного хлорита. Зерна первично-магматического клинопироксена замещаются мелкозернистым агрегатом метаморфического клинопироксена, нередко в ассоциации с бесцветным амфиболом. Таким образом, представленную породу можно отнести к эклогитизированному порфириту основного состава.

Ввиду наличия хлорита, серпентина и преимущественно бесцветного амфибола максимальную температуру образования данных парагенезизов можно ограничить величиной не более 550 °С. Установлено [22], что контакты блоков эклогитизированных пород с плагиогранитами представлены зонами рассланцевания. В рассланцованных двуслюдяных плагиогранитах, ассоциирующих с основными-ультраосновными породами, устанавливается один минеральный парагенезис с эпидотом, что не противоречит приведенной выше оценке температуры.

Таким образом, исследованные гранатиты Слюдяной Горки можно разделить на несколько типов: в ассоциации с эклогитами (в виде ксеноморфных, линзообразных обособлений в эклогитовых телах и как составляющую зон метасоматического генезиса на контакте ультрабазитов и эклогитов); в виде маломощных (не более 5 см) мономинеральных жил, секущих блоки ультрабазитов, – более редкий тип. Полевые наблюдения свидетельствуют об образовании трещин, вмещающих эти жилы, в условиях хрупко-пластичных деформаций пород.

Аналитическая методика. Содержание петрогенных (главных) элементов в породах анализировалось рентгеноспектральным флуоресцентным методом (XRF) на многоканальном спектрометре ARL-9800 по стандартной методике (ВСЕГЕИ). Нижний предел определения оксидов петрогенных элементов составляет 0,01-0,05 мас.%.

Валовые анализы пород на редкие и редкоземельные элементы проводились методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре ELAN-DRC-6100 по стандартной методике (ВСЕГЕИ) с использованием кислотного разложения в смеси кислот ($HF+HNO_3$). Для контроля точности анализа использовались геологические стандарты USGS. Относительная погрешность определения для более чем 70 элементов не превышает 5-10 %: для REE менее 5 %, Rb, Sr, Ba, Nb, Ta, Zr, Hf, U и Th менее 10 %. Нижние пределы обнаружения колеблются в пределах 0,01 % для главных и 0,005-0,010 ppm для большинства редких и редкоземельных элементов.

Химический состав, а также строение и взаимоотношение минералов исследовались в препаратах из эпоксидной смолы (шайбах) в режиме обратноотраженных электронов (BSE) на растровом электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (ИГГД РАН). Для расчета минального состава минералов применялась программа Minal 3.0, разработанная Д.В.Доливо-Добровольским (ИГГД РАН). С целью определения классификационной принадлежности минералов группы эпидота была использована программа WinEpclas [36], состав амфиболов рассчитан на основании рекомендаций и классификационной схемы, утвержденной IMA [37]. Аббревиатуры минералов даны согласно [38].

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Содержание редких и редкоземельных элементов в минералах было определено методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН им. К.А.Валиева РАН. Погрешность измерения редких элементов составляет до 10 % для концентраций выше 1 ppm и до 20 % для диапазона концентраций 0,1-1 ppm; порог обнаружения для различных элементов варьируется в пределах 5-10 ppb. Редкоэлементный состав породообразующих минералов определялся в тех же точках, что и главных элементов. При построении спектров распределения REE составы минералов нормировались на состав хондрита CI [39].

Результаты. ***Состав пород.*** При сравнении составов пород гранатиты по возможности сопоставляются с исходными для них породами (протолитами) – перидотитами и порфиритами основного состава, а также с эклогитами, образованными по тем же протолитам (табл.1).

Таблица 1

Состав пород по главным элементам, мас.%

Компоненты	Гранатиты и их протолиты, связанные с перидотитами							Гранатиты и их протолиты, связанные с порфиритами		
	Перидотит	Измененный эклогит	Гранатит	Эклогит	Гранатит	Гранатсодержащий перидотит	Гранатит	Порфирит	Эклогит	Гранатит
	2202	2203	2204	2206	2208	2223	2226	2232	2233	2234
SiO_2	39,22	39,94	38,06	40,01	40,68	40,66	45,16	48,46	48,44	41,59
Al_2O_3	7,30	18,83	23,04	16,34	22,39	8,35	11,01	17,26	14,87	20,56
TiO_2	0,05	0,04	0,03	0,05	0,02	0,14	0,36	0,49	0,61	3,36
Fe_2O_3t	10,91	8,41	13,21	7,83	9,35	13,27	11,34	10,44	12,23	21,40
MnO	0,16	0,14	0,34	0,12	0,18	0,20	0,32	0,19	0,21	0,22
MgO	34,33	21,43	15,97	22,34	16,71	29,42	19,32	8,54	8,87	2,38
CaO	4,29	9,28	10,30	10,12	10,66	5,07	12,60	12,70	12,29	8,59
Na_2O	< 0,1	0,46	< 0,1	0,32	< 0,1	0,16	< 0,1	1,58	1,62	1,41
K_2O	0,03	0,06	< 0,01	0,05	0,01	0,20	< 0,01	0,17	0,17	0,39
P_2O_5	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,11	0,08	0,09	0,47
LOI	3,81	1,64	0,30	2,00	0,49	1,85	0,17	< 0,1	0,13	< 0,1
Сумма	100,00	100,00	101,00	99,18	101,00	99,31	100,00	99,99	99,54	100,00

Примечание. Fe_2O_3t – суммарное железо; LOI – потери при прокаливании; обр. 2202 является протолитом для гранатитов 2204 и 2208.

Главные элементы. Проанализированные гранатиты характеризуются сравнительно узким интервалом содержания кремнезема от 38,06 до 45,16 мас.% (табл.1). Максимальное содержание 45,16 мас.% установлено для обр. 2226. При этом кремнезем в гранатсодержащем перидотите (обр. 2223), по которому развивается этот гранатит, существенно ниже – 40,66 мас.%. Кремнезем в гранатитах (обр. 2204 и 2208) практически не отличается от значений для протолита. В гранатите (обр. 2234), развивающемуся по порфириту (обр. 2232), кремнезема меньше (41,59 мас.%), чем в порфирите и эклогите (около 48,5 мас.%).

Содержание глинозема достаточно выдержано в трех образцах гранатитов – 20,56-23,04 мас.% (обр. 2204, 2208, 2234). В обр. 2226 оно существенно ниже – 11,01 мас.%. Однако для всех гранатитов фиксируется единая тенденция – рост глинозема по сравнению с протолитом.

Содержание окиси титана в трех гранатитах (обр. 2204, 2208 и 2226) невысокое – 0,02-0,36 мас.% и примерно соответствует его количеству в протолите. В гранатите по порфириту (обр. 2234) содержание TiO_2 составляет 3,36 мас.%, что существенно больше, чем в протолите (0,49 мас.%).

Гранатит по порфириту (обр. 2234) отличается повышенным содержанием Fe_2O_3t, равным 21,40 мас.%, значительно превышающим значение для порфирита – 10,44 мас.%. Для других гранатитов содержание Fe_2O_3t примерно соответствует уровню протолитов и находится в интервале 9,35-13,21 мас.%.

Содержание MnO для всех проанализированных гранатитов находится в сравнительно узком интервале 0,18-0,34 мас.% и незначительно отличается от протолитов.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 262. С. 509-525
© Л.И.Салимгараева, А.В.Березин, 2023

Общей закономерностью является падение содержания MgO в гранатитах по сравнению с протолитами. Для обр. 2204, 2208 и 2226 MgO находится в интервале 15,97-19,32 мас.%, для протолитов этих гранатитов – в интервале 29,42-34,33 мас.%. Гранатит по порфириту (обр. 2234) отличается минимальным содержанием MgO – 2,38 мас.%, что коррелируется с невысоким содержанием в протолите – 8,54 мас.%.

Для обр. 2204, 2208 и 2226 содержание CaO находится в узком интервале 10,30-12,60 мас.%, при этом наблюдается его рост примерно вдвое по сравнению с протолитами. Напротив, для гранатита по порфириту (обр. 2234) фиксируется падение содержания CaO по сравнению с порфиритом – с 12,70 до 8,59 мас.%.

Для обр. 2204, 2208 и 2226 содержание щелочей (оксидов Na и K) ниже порога чувствительности метода XRF (или незначительно выше, как K_2O в обр. 2208). Для гранатита по порфириту содержание Na_2O – 1,41 мас.%, K_2O – 0,39 мас.%. Эти значения сопоставимы с протолитом.

Содержание оксида фосфора ниже порога чувствительности метода XRF для обр. 2204 и 2208, для обр. 2226 оно составляет 0,11 мас.% (в протолите ниже порога обнаружения). Для гранатита по порфириту отмечен рост содержания P_2O_5 по сравнению с протолитом (0,39 и 0,17 мас.% соответственно).

Для более корректного сравнения изменений состава пород (ультрабазиты и базиты) был проведен расчет по кислородному методу Барта [40], предполагающий изообъемный характер преобразований. Установлено, что в гранатитах по ультрабазитам относительное количество алюминия возрастает до 300 %, а в таковых по основным порфиритам – на 20 %. Относительная концентрация магния во всех гранатитах уменьшается относительно протолита в 2-4 раза.

Гранатиты по порфиритам отличаются возрастанием относительной концентрацией железа в два, а титана – в 10 раз, что выражается петрографически в интенсивном образовании рутила.

Для всех ассоциаций пород было установлено, что наименее подвижным является кремнезем (относительные изменения не более 10 %), а наибольшей мобильностью отличаются титан (до 700 отн.%) и щелочи Na, K (до 300 отн.%).

Если принять кремнезем за условно немобильный элемент, то существует возможность оценить состав источника флюидов, приводящих к эклогитизации и гранатизации. Сделанные авторами предварительные оценки по такой модели смешения (протолит-флюид) с использованием отношений элементов [41] позволяют предполагать, что источником флюида могло быть вещество высокоглиноземистых натровых гранитоидов.

Редкие элементы. Все проанализированные гранатиты демонстрируют существенное падение содержания Cr по сравнению с протолитом. Для гранатитов (обр. 2204, 2208 и 2226), протолитами которых являются перидотиты, Cr составляет 260-526 ppm (табл.2). При этом Cr в протолитах значительно выше – 1500-3100 ppm. В порфирите содержание Cr закономерно ниже – 263 ppm, в гранатите по порфириту (обр. 2234) оно уменьшается до 41,6 ppm. Содержание Ni и Co изменяется аналогично хрому, уменьшаясь в гранатитах относительно их протолита.

Содержание Cu мало меняется для обр. 2204, 2208 и 2226 при сравнении с протолитом, составляя 33,4-91,3 ppm. При сопоставлении порфирита и гранатита по нему фиксируется рост меди с 97,3 до 158 ppm. Содержание Zn коррелируется с содержанием меди и также достигает максимума 296 ppm в гранатите по порфириту.

Содержание V в гранатитах уменьшается относительно протолитов, но менее масштабно: с 37,4 до 11,3 и 15,2 ppm для обр. 2208 и 2204, с 81,1 до 57,1 ppm для обр. 2226. В порфирите (обр. 2232) содержание V существенно выше – 374 ppm, чем в перидотите, но в гранатите по порфириту (обр. 2234) оно также уменьшается до 253 ppm.

Содержание Sc в гранатитах варьируется в интервале 2,86-19,4 ppm. Оно либо остается на уровне протолита, либо уменьшается.

Поведение Sr не демонстрирует явных закономерностей. В обр. 2226 он не изменяется по сравнению с протолитом, в обр. 2204 – уменьшается, в обр. 2208 – увеличивается. Для этих трех гранатитов содержание Sr находится в интервале 39,2-179 ppm. Для гранатита по порфириту (обр. 2234) рост Sr более заметен – 547 ppm в гранатите и 197 ppm в порфирите. Похожим образом себя ведет и другой крупноионный литофильный элемент Ba.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Таблица 2

Состав пород по редким элементам, ppm

Компоненты	Гранатиты и их протолиты, связанные с перидотитами							Гранатиты и их протолиты, связанные с порфиритами		
	Перидотит	Измененный эклогит	Гранатит	Эклогит	Гранатит	Гранат-содержащий перидотит	Гранатит	Порфирит	Эклогит	Гранатит
	2202	2203	2204	2206	2208	2223	2226	2232	2233	2234
Cr	1500	739	260	897	410	3100	526	263	146	41,6
Ni	1220	668	180	707	391	896	306	56,4	77,9	33,4
Co	120	63,9	62,3	70,2	62,6	98,6	53,1	38,8	47,4	29,1
V	37,4	19,9	15,2	25,6	11,3	81,1	57,1	374	396	253
Sc	12,1	5,69	3,66	7,42	2,86	15,8	19,4	39,4	40,7	16,4
Sr	101	168	39,2	182	179	79,7	79,1	197	95,6	547
Y	1,36	0,880	1,54	1,02	0,500	3,03	21,5	16,3	16,7	17,7
Zr	3,10	2,45	7,39	3,94	2,34	7,09	260	42,3	48,1	64,9
Nb	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,620	3,80	1,88	2,42	7,22
Hf	0,091	0,110	0,099	0,068	0,034	0,240	6,73	1,26	1,54	1,67
Ta	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,400	< 0,1	0,150	0,410
Th	< 0,1	< 0,1	0,360	< 0,1	0,150	0,260	1,38	0,140	0,170	1,54
U	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,320	< 0,1	< 0,1	0,240
Cu	50,7	70,9	59,5	91,8	33,4	100	91,3	97,3	144	158
Zn	75,7	62,6	44,1	82,0	38,5	109	68,3	129	148	296
La	0,470	0,500	6,78	0,610	4,53	1,17	3,26	8,45	7,25	25,8
Ce	0,980	1,35	7,06	1,11	5,16	3,57	5,84	19,5	17,0	55,0
Pr	0,120	0,130	0,570	0,160	0,400	0,450	0,720	2,68	2,17	6,78
Nd	0,760	0,750	1,96	0,790	1,04	1,66	3,06	11,2	9,33	29,4
Sm	0,160	0,130	0,330	0,270	0,240	0,440	1,28	2,88	1,99	5,96
Eu	0,089	0,210	0,360	0,140	0,140	0,280	0,270	1,13	0,890	3,37
Gd	0,150	0,240	0,340	0,190	0,180	0,470	1,79	2,91	2,63	8,66
Tb	0,028	0,025	0,056	0,024	0,024	0,083	0,390	0,420	0,360	0,650
Dy	0,230	0,180	0,270	0,200	0,130	0,490	2,91	2,57	2,70	3,21
Ho	0,048	0,036	0,066	0,031	0,019	0,110	0,810	0,600	0,640	0,710
Er	0,120	0,088	0,150	0,120	0,048	0,290	2,49	1,90	1,97	1,82
Yb	0,130	0,120	0,110	0,092	0,044	0,350	2,37	1,60	1,85	1,36
Lu	0,017	0,019	0,012	0,012	0,005	0,057	0,400	0,290	0,290	0,210

Примечание. Обр. 2202 является протолитом для гранатитов 2204 и 2208.

Содержание Y в двух гранатитах по перидотитам (обр. 2208 и 2204) низкое – 0,50 и 1,54 ppm и отвечает его количеству в протолите. В гранатите (обр. 2226) Y резко возрастает до 21,5 ppm по сравнению с протолитом (3,03 ppm). В гранатите по порфириту (обр. 2234) Y не меняется при переходе от исходной породы и составляет 17,7 ppm.

Поведение Zr коррелируется с поведением Y. Содержание Zr в обр. 2208 и 2204 невысокое – 2,34 и 7,39 ppm и соответствует его количеству в протолите. В гранатите (обр. 2226) Zr резко возрастает по сравнению с протолитом (260 и 7,09 ppm соответственно). В гранатите по порфириту (обр. 2234) Zr увеличивается до 64,9 ppm (от 42,3 ppm в протолите).

Ниобий ведет себя аналогично цирконию, достигая максимального содержания 7,22 ppm в гранатите по порфириту (обр. 2234). Схожие тенденции демонстрируют другие высокозарядные элементы: гафний (максимальное содержание в обр. 2226 – 6,73 ppm); тантал (только в гранатитах обр. 2226 и 2234 содержание выше порога обнаружения и составляет около 0,4 ppm); торий (в гранатитах обр. 2226 и 2234 содержание максимальное и составляет около 0,4 ppm) и уран (распределение аналогично танталу).

Редкоземельные элементы. Общей тенденцией для гранатитов является рост суммарного содержания REE по сравнению с протолитами. Для обр. 2208 и 2204 содержание REE составляет 12,0 и 18,1 ppm по сравнению с 3,34 ppm в протолите – перидотите. Для обр. 2223 (гранатсодержащий перидотит) и 2226 (гранатит) содержание REE растет от 9,47 до 26,0 ppm. Наиболее существенное увеличение количества REE зафиксировано для гранатита по порфириту (обр. 2234) – с 56,4 ppm у порфирита до 143 ppm у гранатита. При этом для обр. 2204 и 2208 рост содержания

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 262. С. 509-525
© Л.И.Салимгараева, А.В.Березин, 2023

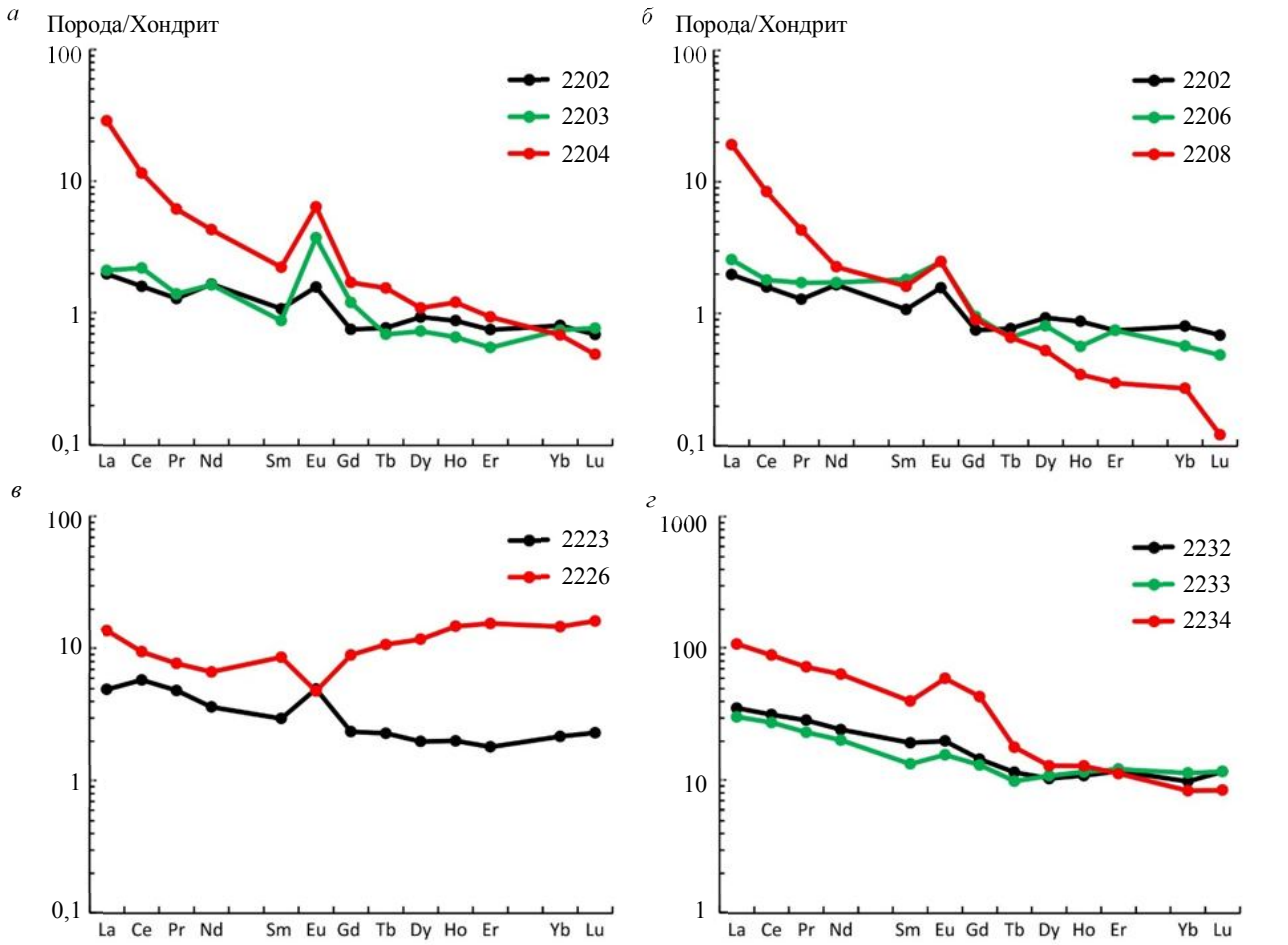


Рис.4. Спектры распределения REE в исследуемых породах: 2202, 2223 – ультрабазиты; 2232 – порфирит; 2203, 2206, 2233 – эклогиты; 2204, 2208, 2226, 2234 – гранатиты

REE происходит преимущественно за счет увеличения количества легких REE. В гранатите по порфириту, помимо легких REE, возрастает содержание средних и ряда тяжелых REE.

Перечисленные выше особенности распределения REE наглядно проявлены на спектрах для гранатитов в сопоставлении с их протолитами (рис.4). Протолиты – перидотит (обр. 2202) и развивающийся по нему эклогит (обр. 2203) – достаточно схожи в отношении характера распределения и уровня содержания REE (рис.4, *а*), за исключением Eu и отчасти Gd, которые возрастают в эклогите. Однако гранатит (обр. 2204) отличается повышенным содержанием всех легких (наиболее существенно) и средних REE, содержание тяжелых REE тоже повышается (за исключением Yb и Lu), но не так существенно. Показатель фракционирования REE (La_N/Lu_N отношение) для гранатита возрастает до 58,7 (со значений 2,87 и 2,73 у перидотита и эклогита). Для всех трех образцов в этой серии фиксируется положительная Eu-аномалия, величина которой у эклогита и гранатита сопоставима (Eu/Eu* = 3,62 и 3,28 соответственно); для перидотита Eu/Eu* = 1,75.

Некоторые отличия серии пород перидотит (обр. 2202) – эклогит (обр. 2206) – гранатит (обр. 2208) состоят в том, что в гранатите накапливаются только легкие REE (рис.4, *б*). За счет выноса HREE гранатит характеризуется максимальной степенью фракционирования REE (La_N/Lu_N = 157) по сравнению с перидотитом и эклогитом (2,87 и 5,28 соответственно). Eu-аномалия для пород этой серии положительная (Eu/Eu* = 1,75-2,05).

Перидотит (обр. 2223) и гранатит (обр. 2226) отличаются от других характером распределения REE (рис.4, *в*). Если спектр для перидотита комплементарен спектру другого перидотита (обр. 2202), то спектр для гранатита отличается слабодифференцированным характером. Примечательно, что содержание Eu практически не изменяется при переходе от перидотита к гранатиту, происходит инверсия знака Eu-аномалии с положительного на отрицательный с сохранением ее

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

амплитуды. Распределение REE в гранатите приобретает черты спектра «крыльев птицы», характерного для пород, испытавших сильную флюидную переработку [42].

Спектры распределения REE в порфирите (обр. 2232) и эклогите (обр. 2233) достаточно схожи (рис.4, *г*). Гранатит отличается от них повышенным содержанием легких и средних REE, а также Gd. Степень фракционирования REE (La_N/Lu_N = 12,8) не так значительна, как для обр. 2204 и 2208, и возрастает по сравнению с порфиритом и эклогитом (3,02 и 2,59 соответственно). Eu-аномалия для трех образцов умеренная, положительная (Eu/Eu* = 1,19 для порфирита и эклогита и 1,43 для гранатита).

Состав минералов по главным элементам. *Гранатиты, развивающиеся по перидотитам*. В обр. 2204 гранаты представлены в виде сплошных образований с редкими зернами амфиболов (паргасит) размером до 300 мкм в поперечнике (рис.5, *а*). По составу гранаты неоднородны – содержание, мол.%: Prp минала – 48-59, Alm – 21-27, Grs – 14-26, Sps – не более 1,2 (табл.3). При этом наблюдается следующая закономерность – на контакте с зоной развития амфиболов понижается содержание Grs минала (14-17 мол.%) и повышается содержание Prp минала (55-59 мол.%) относительно удаленной от контакта части образца, где Grs – 24-27 мол.%, а Prp – 43-49 мол.% (табл.3). Содержание Alm минала в разных зонах практически не меняется. Магнезиальность гранатов на контакте с зоной развития амфиболов составляет 0,65-0,70, а на удалении от этой зоны – 0,61-0,66; магнезиальность амфиболов не меняется – 0,87-0,88 (табл.4). Анализ #Mg гранатов и амфиболов указывает на отсутствие равновесия между этими двумя минералами и относительно быстрое развитие зоны гранатита.

В обр. 2208 гранаты представлены в виде идиоморфных зерен размером от 250 до 500 мкм в матриксе (рис.5, *б*), сложенным преимущественно амфиболами (паргасит) и минералами группы эпидота (цоизит). Гранаты характеризуются отсутствием включений, а также практически полным отсутствием зональности по главным элементам. При этом содержания, мол.%: Prp минала – 48-52; Alm минала – ниже 17-23; а Grs – выше 26-31 (см. табл.3), чем в обр. 2204.

Таблица 3

Представительные анализы состава гранатов по главным элементам, мас.%

Минерал	2204						2208			2226		
	7	8	10	15	17	21	3	4	23	4	12	13
SiO_2	40,98	41,59	41,65	39,90	40,69	41,09	41,23	40,92	41,12	40,89	40,83	40,38
Al_2O_3	22,72	22,66	22,72	22,40	22,62	22,93	23,42	22,88	22,98	22,46	22,29	22,60
Fe_2O_3t	13,98	14,17	12,60	15,14	13,36	12,22	10,14	10,08	10,22	16,25	16,75	16,47
MnO	0,45	0,37	0,48	0,61	0,42	0,49	0,19	0,18	0,19	0,81	0,47	0,74
MgO	15,36	15,26	16,43	11,72	13,34	13,58	13,61	14,03	13,67	13,02	13,23	13,89
CaO	6,50	5,94	6,12	10,23	9,57	9,70	11,41	11,91	11,82	6,58	6,43	5,92
Сумма	99,99	99,99	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Prp	55,87	55,11	58,83	43,78	48,88	49,28	49,30	51,11	49,57	47,63	48,30	51,28
Alm	26,20	28,70	24,46	27,45	25,06	24,43	20,61	17,33	19,25	33,37	33,86	31,46
Grs	17,00	15,43	15,74	27,48	25,19	25,29	29,69	31,19	30,78	17,31	16,88	15,72
Sps	0,94	0,76	0,96	1,28	0,87	1,00	0,40	0,37	0,40	1,69	0,96	1,54

Минерал	2234				2224				2225			
	21	22	23	24	2*c*	3*r*	18*c*	19*r*	40*c*	38*r*	44*c*	55*r*
SiO_2	38,18	38,10	38,13	38,05	39,87	40,30	39,85	39,83	39,45	39,23	39,35	39,02
Al_2O_3	20,81	21,10	20,99	21,27	22,54	22,43	22,46	22,09	21,83	21,16	21,78	22,11
Fe_2O_3t	26,86	27,00	26,59	26,84	16,64	17,07	16,98	17,59	20,54	21,55	19,82	21,42
MnO	0,59	0,62	0,65	0,43	0,44	0,19	0,15	0,48	0,29	0,11	0,43	0,37
MgO	3,73	3,67	3,48	3,87	10,67	11,24	9,81	11,08	8,49	9,12	7,83	9,48
CaO	9,83	9,52	10,15	9,54	9,84	8,77	10,00	8,35	10,13	7,53	10,80	7,61
Сумма	100,0	100,0	99,99	100,0	100,0	100,0	99,25	99,42	100,7	98,70	100,0	100,0
Prp	14,56	14,36	13,61	15,17	39,89	41,58	36,86	41,46	32,08	34,65	29,67	36,22
Alm	56,55	57,50	56,44	57,01	32,73	34,72	35,79	35,05	39,78	44,55	39,99	42,07
Grs	27,59	26,78	28,52	26,85	26,44	23,30	27,01	22,45	27,51	20,57	29,40	20,90
Sps	1,30	1,37	1,43	0,97	0,94	0,40	0,33	1,04	0,64	0,23	0,94	0,81

Примечание. Указаны номера образцов и номера точек анализа; *c* – центральная часть зерна, *r* – краевая.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 262. С. 509-525
© Л.И.Салимгараева, А.В.Березин, 2023

Таблица 4

Представительные анализы состава породообразующих минералов по главным элементам, мас.%

Минерал	Амфиболы			Клинопироксены		Минералы группы эпидота		
	2204	2208	2226	2226	2225	2208	2225	2234
SiO_2	45,32	45,30	46,94	54,24	54,35	40,04	38,50	36,05
TiO_2	0,40	0,19	0,45	0,07	0,08	–	0,19	–
Al_2O_3	15,74	17,29	12,54	0,80	9,35	33,66	29,23	25,82
Fe_2O_3t	4,39	2,76	5,35	2,76	4,71	0,57	5,32	8,53
MnO	0,03	0,00	0,11	0,17	–	0,02	–	–
MgO	17,48	17,09	17,66	16,26	9,68	0,11	0,32	0,00
CaO	13,75	13,06	13,71	25,79	17,25	26,42	25,01	22,89
Na_2O	2,67	2,90	2,35	0,27	5,03	–	–	–
K_2O	0,40	0,09	0,14	–	–	–	–	–
Cl	0,10	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	100,28	98,68	99,25	100,36	100,45	100,82	98,57	93,65
Элемент	Кристаллохимические коэффициенты							
Si	6,276	6,278	6,569	1,977	1,952	2,969	2,995	3,012
Ti	0,042	0,020	0,047	0,002	0,002	–	0,011	–
Al	2,569	2,824	2,068	0,034	0,396	2,942	2,680	2,543
Fe	0,508	0,320	0,626	0,084	0,141	0,035	0,346	0,596
Mn	0,004	–	0,013	0,005	–	0,001	–	–
Mg	3,608	3,531	3,685	0,884	0,518	0,012	0,037	–
Ca	2,040	1,939	2,056	1,007	0,664	2,099	2,085	2,049
Na	0,717	0,779	0,638	0,019	0,350	–	–	–
K	0,071	0,016	0,025	–	–	–	–	–
Cl	0,023	–	–	–	–	–	–	–

Для обр. 2226 характерны линзовидные выделения ксеноморфных гранатов в матриксе, сложенном гипидиоморфными зернами клинопироксенов (диопсид) размером до 300 мкм в поперечнике (рис.5, *в*). Кроме того, встречаются единичные зерна амфиболов (паргасит), ильменита и Cl-апатита. Состав гранатов по главным элементам варьируется слабо, при этом по содержанию Prp минала (47-51 мол.%) он близок составу гранатов из обр. 2204 и 2208. Однако гранаты из обр. 2206 отличаются пониженным содержанием Grs минала 15-19 мол.% и повышенным – Alm 30-33 мол.%.

В обр. 2224 и 2225 гранаты представлены крупными хорошо ограненными порфиробластами размером до 500 мкм, с редкими включениями кварца (рис.5, *г*, *д*). Основная масса сложена преимущественно кварцем, встречаются редкие ксеноморфные зерна омфацита (содержание Na_2O достигает 5 мас.%), а также эпидота. Акцессорная минерализация представлена рутилом и Cl-апатитом. По составу гранаты из обр. 2224 более

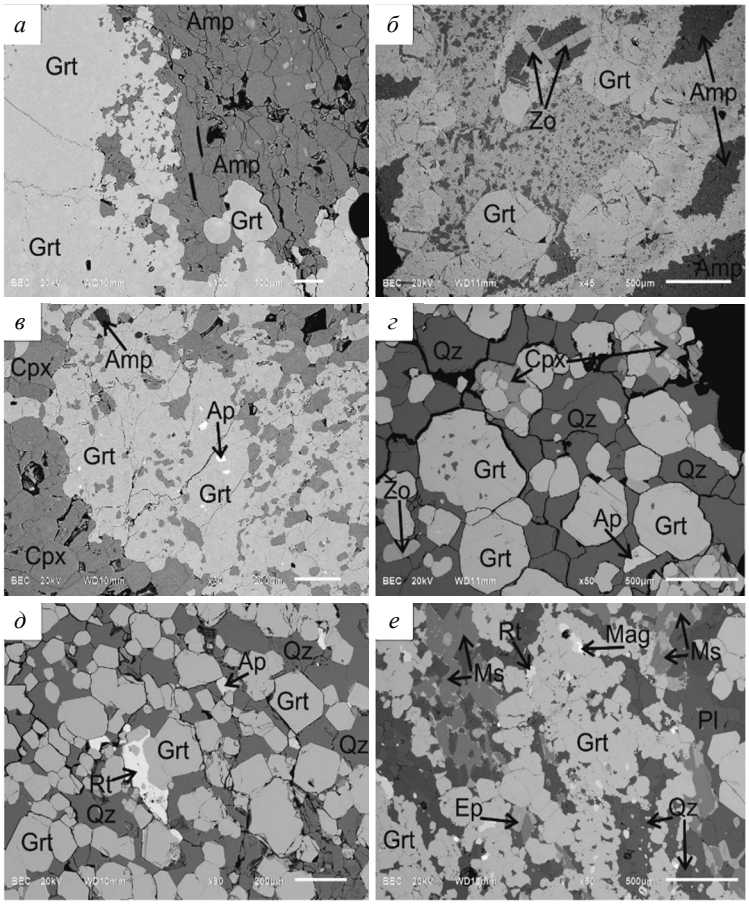


Рис.5. BSE-изображения гранатитов, связанных с перидотитами: обр. 2204 (*а*); обр. 2208 (*б*); обр. 2226 (*в*); обр. 2225 (*г*); обр. 2224 (*д*); с порфиритами обр. 2232 (*е*)

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

магнезиальные (#Mg = 0,50-0,57), чем гранаты из обр. 2225 (#Mg = 0,38-0,46). Содержание Grs и Sps миналов для гранатов в этих образцах близко: Grs – 20-29 мол.%, Sps – 0,2-1,1 мол.%. В гранатах установлена слабовыраженная зональность с увеличением Prp и Alm миналов (на 3-5 мол.%) и уменьшением Grs минала (на 3-9 мол.%) от центра к краю зерен (см. табл.3).

Гранатиты, развивающиеся по порфиритам основного состава. В гранатите (обр. 2234) гранаты представлены линзовидными обособлениями «слипшихся» порфиробластов размером от 50 до 400 мкм (рис.5, *е*). Пространство между агрегатами гранатов выполнено преимущественно зернами плагиоклаза (An_{9-10}), кварца, эпидота и мусковита. Из акцессорных минералов встречаются зерна рутила и магнетита. Для всех гранатов из этого образца, включая мелкие зерна с неразличимыми границами, характерны следующие содержания миналов, мол.%: Alm – 55-61; Prp – 9-16; Grs – 24-29; Sps – 0,8-1,4 (см. табл.3).

Таким образом, состав гранатов из гранатитов в значительной мере определяется составом протолита, по которому они развиваются (рис.6).

Состав минералов по редким элементам. Гранаты из обр. 2208 отличаются минимальным по сравнению с другими гранатитами содержанием высокозарядных элементов, ppm: Y – 0,7; Ti – в среднем 58,3; Hf – не более 0,1 и невысокое содержание V – в среднем 72,0 (табл.5).

В гранатах из других гранатитов (обр. 2224-2226, 2204 и 2234) содержание Y существенно выше – 14,5-147 ppm при среднем значении 44,4 ppm. Содержание Ti варьируется 109-381 ppm (в среднем 240 ppm), Hf – 0,43-7,56 ppm (в среднем 2,29 ppm). Повышенное содержание Cr (в среднем 637 ppm) установлено в гранатах из обр. 2204, V – в гранате из обр. 2224 (в среднем 201 ppm).

Гранаты из гранатита по порфириту (обр. 2234) выделяются среди этих образцов повышенным содержанием Ti (в среднем 356 ppm), пониженным – V и Cr (в среднем 49,6 и 57,7 ppm соответственно). Гранаты из этого образца демонстрируют зональное распределение по ряду редких элементов. Центральная часть зерна обогащена относительно края высокозарядными элементами – Ti, Zr и Hf и обеднена V и Cr (табл.5).

Редкоземельные элементы. Гранаты из обр. 2208 отличаются минимальным содержанием REE (ΣREE ~0,49 ppm). Спектры распределения REE для гранатов из обр. 2208 (рис.7, *а*) повторяют в области легких REE дифференцированный характер спектров для других гранатов, но в области средних и тяжелых REE спектры резко выполаживаются (Lu_N/Gd_N ~1,40). Гранаты из обр. 2208 обнаруживают положительную Eu-аномалию, амплитуда которой несколько уменьшается от центра к краю зерна (Eu/Eu* = 4,22 и 2,48 соответственно). Такой характер спектров является нетипичным для метаморфических гранатов и может быть объяснен эффектом наследования от минерала-предшественника (предположительно плагиоклаза) [42].

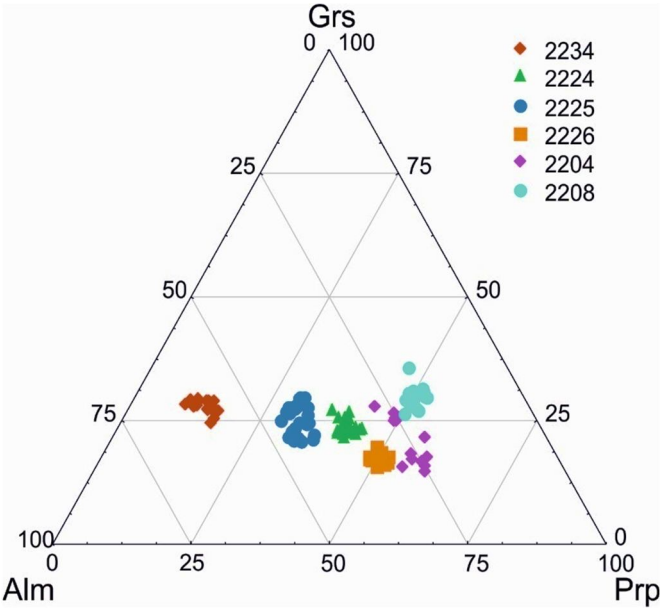


Рис.6. Диаграмма Prp-Grs-Alm минального состава гранатов из гранатитов

Спектры распределения REE в гранатах из других гранатитов демонстрируют дифференцированный характер распределения с увеличением нормированного содержания от легких к тяжелым REE. Для гранатов из обр. 2224-2226 и 2234 общей чертой является выполаживание части спектра в области тяжелых REE (Lu_N/Gd_N ~2,75). Для граната из обр. 2204 тяжелые REE дифференцированы в той же степени, что и легкие REE (Lu_N/Gd_N ~13,30). Для гранатов из обр. 2224-2226 зафиксирована умеренная отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu* 0,54-0,96). Для гранатов из гранатита по порфириту (обр. 2234) установлена положительная Eu-аномалия (Eu/Eu* ~2,13).

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 262. С. 509-525
© Л.И.Салимгараева, А.В.Березин, 2023

Таблица 5

Представительные анализы состава минералов по редким элементам, ppm

Минерал	Гранаты												
	2226			2204		2208			2234			2224	
	3*r*	4*m*	5*c*	9	10	11*r*	12*c*	13*r*	20*r*	21*c*	22*r*	25*r*	26*c*
La	0,012	0,039	0,087	0,011	0,011	*bdl*	0,007	*bdl*	0,018	0,009	0,009	0,005	*bdl*
Ce	0,083	0,084	0,128	0,016	0,011	0,014	0,007	0,017	0,050	0,043	0,029	0,027	0,017
Pr	0,031	0,047	0,039	*bdl*	0,005	*bdl*	*bdl*	*bdl*	0,009	0,007	0,011	0,005	0,004
Nd	0,749	0,832	0,722	0,070	0,043	*bdl*	*bdl*	*bdl*	0,143	0,248	0,059	0,036	0,056
Sm	1,58	1,24	1,63	0,147	0,177	0,050	0,038	0,039	0,666	0,693	0,247	0,047	0,149
Eu	0,550	0,492	0,667	0,075	0,082	0,067	0,080	0,030	1,00	1,19	0,418	0,028	0,115
Gd	4,38	4,37	4,94	0,381	0,447	0,074	0,088	0,086	2,96	3,38	1,94	0,237	1,61
Tb	1,03	0,947	1,11	0,114	0,123	0,012	0,027	0,017	0,737	0,769	0,564	0,232	0,487
Dy	7,06	5,47	6,48	1,36	1,78	0,137	0,137	0,076	5,08	5,02	3,77	2,84	4,28
Er	4,12	2,40	2,99	2,52	2,80	0,058	0,081	0,074	2,72	2,19	2,09	3,33	4,25
Yb	3,43	1,71	2,12	4,54	4,01	0,028	0,065	0,080	2,16	1,243	1,30	3,62	4,98
Lu	0,463	0,344	0,411	0,739	0,604	0,012	0,017	0,013	0,326	0,308	0,207	0,448	0,661
Ti	237	208	217	109	112	57,1	64,4	53,4	332	381	355	266	214
V	123	123	128	100	110	70,4	67,9	77,8	43,5	32,7	72,5	192	210
Cr	202	149	213	670	604	296	305	309	61,7	50,1	61,2	190	170
Y	43,9	29,1	36,3	14,5	17,5	0,682	0,717	0,651	31,8	27,2	25,1	26,5	34,8
Zr	16,7	11,4	16,1	8,41	8,25	2,24	2,56	2,03	5,66	8,29	5,84	9,04	2,15
Ba	0,226	0,146	0,464	0,191	0,187	0,237	0,231	0,195	0,666	0,372	0,332	0,575	0,403
Hf	2,29	2,10	2,32	0,430	0,571	0,099	0,083	0,102	1,76	2,22	1,40	1,01	1,22

Минерал	Гранаты			Амфиболы			Клинопироксены		Эпидот		Цоизит	Мусковит
	2225			2226	2204	2208	2226	2225	2225	2234	2208	2234
	30*r*	31*c*	32*r*	6	7	14	1	28	29	18	15	19
La	0,051	0,015	0,052	8,70	2,05	0,867	1,63	0,032	1219	1795	38,2	4,62
Ce	0,088	0,060	0,080	24,7	5,44	0,861	4,62	0,180	2422	3750	43,0	0,10
Pr	0,020	0,009	0,015	3,72	0,766	0,075	0,644	0,023	305	472	4,06	0,008
Nd	0,211	0,093	0,152	23,8	4,52	0,392	3,53	0,148	1374	2311	16,3	0,097
Sm	0,597	0,251	0,343	8,06	0,718	0,056	1,36	0,088	238	439	2,42	0,210
Eu	0,317	0,172	0,285	1,49	0,327	0,023	0,196	0,038	26,9	208	2,24	*bdl*
Gd	5,33	3,24	4,57	7,51	1,39	0,081	0,748	0,377	138	261	0,862	*bdl*
Tb	1,46	1,44	2,36	0,755	0,081	0,016	0,075	0,093	7,97	8,19	0,078	0,008
Dy	7,58	12,5	21,3	3,23	0,657	0,038	0,454	0,433	62,7	55,0	0,436	0,814
Er	4,99	11,0	14,7	0,673	0,288	0,066	0,113	0,123	13,0	13,8	0,086	0,233
Yb	5,33	9,36	11,1	0,338	0,077	0,022	0,096	0,188	7,45	2,08	0,121	0,086
Lu	0,854	1,23	1,45	0,153	0,035	*bdl*	0,022	0,009	2,57	2,59	0,008	0,030
Ti	198	246	246	2769	2251	667	369	1342	1148	828	84,8	8762
V	122	126	109	329	163	97,8	56,4	549	522	167	15,7	573
Cr	404	288	261	668	833	554	275	546	687	59,7	256	54,0
Y	53,4	89,3	147	8,47	2,34	0,347	1,22	1,70	165	66,5	2,21	0,882
Zr	3,54	2,60	3,81	19,6	12,8	1,67	1,81	10,8	18,2	17,8	1,16	2,00
Ba	1,62	1,26	1,41	120	96,1	76,3	0,107	0,862	18,1	44,9	17,3	6276
Hf	2,38	4,56	7,56	2,18	0,618	0,119	0,281	0,759	13,6	6,89	0,121	1,34

Примечания: *c* – центральная часть зерна; *m* – промежуточная; *r* – краевая; *bdl* – ниже порога обнаружения.

Амфиболы из обр. 2226, 2204, 2208 существенно различаются по характеру распределения REE (рис.7, *б*). Для обр. 2208 суммарное содержание REE составляет в среднем 1,37 ppm, обр. 2226 – 83,4 ppm, обр. 2204 – 15,5 ppm. Аналогично изменяется содержание Ti – 697, 2769 и 2258 ppm соответственно. Аномально низкое содержание REE в амфиболе указывает на возможный метасоматический генезис этого минерала [43]. Спектры распределения REE в амфиболах из обр. 2226 и 2204 между собой конформны, отличаясь только общим уровнем содержания REE. Для них характерен выпуклый характер спектра в области легких и средних REE. Два спектра для амфибола из обр. 2208 отличаются крайне низким уровнем содержания легких REE, примерно совпадая в области средних и тяжелых REE (рис.7, *б*).

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

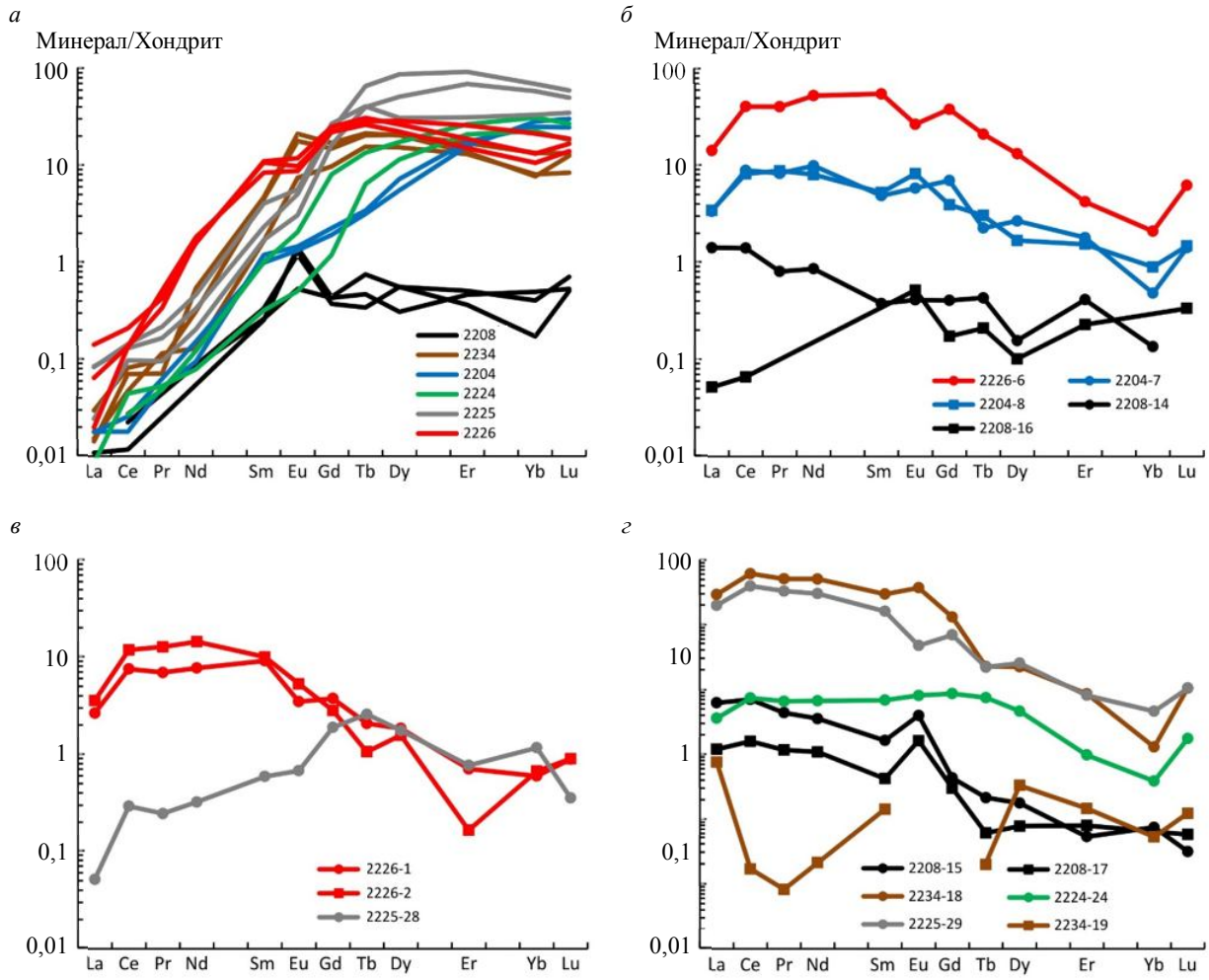


Рис.7. Спектры распределения REE в породообразующих минералах гранатитов: гранаты (*а*); амфиболы (*б*); пироксены (*в*); минералы группы эпидота (*г*)

Спектры распределения REE в пироксенах из обр. 2226 повторяют конфигурацию спектра амфиболов из этого же образца (рис.7, *в*). Спектр REE для пироксенов из обр. 2225 отличается пониженным содержанием легких REE и более дифференцированным характером их распределения в области LREE. В области тяжелых REE спектры для всех трех проанализированных пироксенов подобны друг другу.

Суммарное содержание REE в эпидоте из обр. 2225 и 2234 составляет 5819 и 9318 ppm соответственно. Спектры распределения в них сильно дифференцированы (рис.7, *г*). Эпидот из обр. 2224 имеет более умеренное содержание REE (154 ppm) и отличается горизонтальным характером спектра в области легких и средних REE. Цоизит из обр. 2208 характеризуется низким уровнем содержания REE (108 и 25,6 ppm), спектры распределения REE для него подобны эпидоту из обр. 2225 и 2234. Отличие заключается в четко проявленной для обр. 2208 положительной Eu-аномалии (Eu/Eu* ~4,65). Содержание Sr и Ba из эпидота и цоизита из разных образцов сопоставимы (Sr ~3930 ppm в эпидоте и 4911 ppm в цоизите; Ba ~24,5 ppm в эпидоте и 18,2 ppm в цоизите).

Мусковит был проанализирован только в обр. 2234. Содержание REE в нем низкое, на уровне состава хондрита, за исключением La (более 10 хондритовых отношений, рис.7, *г*).

Выводы. Из петрографических особенностей изученных пород следует, что первичная магматическая ассоциация была подвержена двум этапам метаморфизма. Первый – автометаморфизм с образованием серпентина, хлорита и граната в ультрабазитах. Второй сопряжен с образованием гранатитов и эклогитов, к нему относится появление цоизита и мусковита.

На основании полевых и петрографических наблюдений было установлено, что условия преобразований пород по температуре, вероятно, не превышают 550-600 °С (наличие эпидота в гранитах и хлорита в ультрабазитах и базитах). При данной температуре кислые (вмещающие) породы

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 262. С. 509-525
© Л.И.Салимгараева, А.В.Березин, 2023

мигматизируются, часть выплавки может мигрировать [22, 44]. При этом основные и ультраосновные породы остаются практически жесткими, деформации в них носят преимущественно хрупкий характер, что подтверждается полевыми наблюдениями над жильными гранатитами в ультрабазитах. Вмещающие породы характеризуются незначительной степенью мигматизации и переработки. Особенности проявления процессов гранатизации в породах с возникновением сливных, вплоть до мономинеральных, агрегатов, без образования хорошо ограненных кристаллов, свидетельствуют о том, что он протекал субсинхронно с появлением эклогитов, был достаточно скоротечным и носил нуклеарный характер. Формирование гранатитовых агрегатов в межзерновом пространстве указывает на активное участие флюида в их образовании.

Сложно представить ситуацию, чтобы на столь ограниченной площади, как Слюдяная Горка, были тектонически совмещены различные по генезису породы с близкими минеральными ассоциациями (эклогиты и гранатиты). Наличие на локальной территории блоков ультрабазитов, базитов и субвулканических пород с развитием гранатитов и эклогитов по ним позволяет предположить одновременное образование гранатитов по протолитам всех типов.

Вероятная модель образования ассоциации эклогит – гранатит может быть представлена следующей последовательностью.

Проникновение флюида, обогащенного Na, Al, вероятно водой, по трещинам в протолите приводит к образованию диффузионным путем метасоматической колонки, включающей зоны, обогащенные гранатом и Na-пироксеном (вплоть до омфацита). Данная последовательность согласуется с авторскими масс-балансовыми оценками, указавшими на подвижность Na и Ti. Ранее было показано, что Ti и Zr могут мигрировать в метасоматическом флюиде совместно с U, Th, Y и REE [45]. Увеличение La и Ce в гранатитах относительно протолита до трех раз не представляется возможным объяснить с позиций изохимического метаморфизма. Однако эти элементы изоморфно входят в минералы группы эпидота, которыми часто насыщены вмещающие гранитоиды. Соответственно, даже при незначительной мигматизации эти элементы будут переходить во флюид. Характер образующегося в породах флюида существенно щелочной, что способствует успешной миграции перечисленных элементов.

Приведенные особенности не позволяют говорить о полноценной применимости модели мантийного генезиса эклогитов и гранатитов района Марун-Кеу, как утверждалось рядом авторов [46]. Например, наличие эклогитизированных блоков анортозитов, которые распространены либо в разрезах океанической коры, либо в условиях нижней части континентальной коры [47], или эклогитизированные и гранатизированные основные порфириты, по своим текстурным и структурным особенностям однозначно свидетельствующие о незначительных глубинах образования. Поэтому одна из вероятных моделей образования эклогитов и гранатитов района Марун-Кеу – это эклогитизация океанической коры с дальнейшим ее выведением на верхние уровни. Такая возможность была показана ранее [17]. Классический разрез океанической коры (ультрабазиты с хромитом, кумулятивные породы и субвулканические тела) и наблюдаемые особенности пород района Слюдяной Горки этому не противоречат. Вариант образования данных пород в условиях нижней континентальной коры менее вероятен, поскольку гранулитовых ассоциаций не было установлено.

Наблюдаемые на исследованном участке Слюдяная Горка гранатиты образовались из основных и ультраосновных пород океанической коры, вероятно, в процессе их выведения на более верхние уровни разреза при воздействии корового флюида, проникающего по зонам трещиноватости.

Авторы благодарят С.Г.Симакина, Е.В.Потапова (ЯФ ФТИАН им. К.А.Валиева РАН), О.Л.Галанкину (Институт геологии и геохронологии докембрия РАН) за помощь в аналитических исследованиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Готтман И.А., Пушкарев Е.В., Хиллер В.В.* Урансодержащий шриланкит из высокобарических гранатитов на Южном Урале – первые данные // Доклады Академии наук. 2018. Т. 479. № 6. С. 677-681. DOI: 10.7868/S0869565218120150

2. *Селятицкий А.Ю., Ревердатто В.В.* Термобарические условия эксгумации Ti-клиногумитовых гранатитов Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 8. С. 1051-1074. DOI: 10.15372/GiG2021147

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

3. *Yung-Hsin Liu, Huai-Jen Yang, Yen-Hong Shau et al.* Compositions of high Fe-Ti eclogites from the Sulu UHP metamorphic terrane, China: HFSE decoupling and protolith characteristics // Chemical Geology. 2007. Vol. 239. Iss. 1-2. P. 64-82. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2006.12.005

4. *Irifune T., Sekine T., Ringwood A.E., Hibberson W.O.* The eclogite-garnetite transformation at high pressure and some geophysical implications // Earth and Planetary Science Letters. 1986. Vol. 77. Iss. 2. P. 245-256. DOI: 10.1016/0012-821X(86)90165-2

5. *Nishi M., Kubo T., Kato T.* Metastable transformations of eclogite to garnetite in subducting oceanic crust // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2009. Vol. 104. Iss. 3. P. 192-198. DOI: 10.2465/jmps.080929

6. *Sekine T., Irifune T., Ringwood A.E., Hibberson W.O.* High-pressure transformation of eclogite to garnetite in subducted oceanic crust // Nature. 1986. Vol. 319. Iss. 6054. P. 584-586. DOI: 10.1038/319584a0

7. *Bakker R.J., Pushkarev E., Biryuzova A.P.* High Temperature Reduced Granulite-Facies Nature of Garnetites in the Khabarny Mafic–Ultramafic Massif, Southern Urals: Evidence from Fluid and Mineral Analyses // Journal of Petrology. 2020. Vol. 61. Iss. 6. P. 1-25. DOI: 10.1093/petrology/egaa066

8. *Shujuan Jiao, Jinghui Guo, Harley S.L., Windley B.F.* New Constraints from Garnetite on the P-T Path of the Khondalite Belt: Implications for the Tectonic Evolution of the North China Craton // Journal of Petrology. 2013. Vol. 54. Iss. 9. P. 1725-1758. DOI: 10.1093/petrology/egt029

9. *Schwandt C.S., Papike J.J., Shearer C.K., Brearley A.J.* A Sim investigation of REE chemistry of garnet in garnetite associated with the Broken Hill Pb-Zn-Ag orebodies, Australia // The Canadian Mineralogist. 1993. Vol. 31. № 2. P. 371-379. DOI: 10.3749/1499-1276-31.2.371

10. *Spry P.G., Heimann A., Messerly J.D., Houk R.S.* Discrimination of Metamorphic and Metasomatic Processes at the Broken Hill Pb-Zn-Ag Deposit, Australia: Rare Earth Element Signatures of Garnet-Rich Rocks // Economic Geology. 2007. Vol. 102. Iss. 3. P. 471-494. DOI: 10.2113/gsecongeo.102.3.471

11. Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В.А.Глебовицкого. СПб: Наука, 2005. 711 с.

12. *Vrijmoed J.C., Austrheim H., John T., Podladchikov Y.Y.* Metasomatism of the UHP Svartberget olivine-websterite body in the Western Gneiss Complex, Norway // Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement. 2008. Vol. 72. № 12. P. A989.

13. *Kropáč K., Buriánek D., Zimák J.* Origin and metamorphic evolution of Fe-Mn-rich garnetites (coticules) in the Desná Unit (Silesicum, NE Bohemian Massif) // Geochemistry. 2012. Vol. 72. Iss. 3. P. 219-236. DOI: 10.1016/j.chemer.2011.11.002

14. *Cruz-Uribe A.M., Page F.Z., Lozier E. et al.* Trace element and isotopic zoning of garnetite veins in amphibolitized eclogite, Franciscan Complex, California, USA // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2021. Vol. 176. Iss. 5. № 41. DOI: 10.1007/s00410-021-01795-4

15. *van Schrojenstein Lantman H.W., Scambelluri M., Gilio M. et al.* Extensive fluid-rock interaction and pressure solution in a UHP fluid pathway recorded by garnetite, Lago di Cignana, Western Alps // Journal of Metamorphic Geology. 2021. Vol. 39. Iss. 4. P. 501-518. DOI: 10.1111/jmg.12585

16. *Мельник А.Е., Березин А.В., Скублов С.Г.* Возраст (U-Pb, Sm-Nd) и геохимические особенности гранатитов в салминских эклогитах, Беломорский подвижный пояс // Записки Российского минералогического общества. 2014. № 6. С. 17-33.

17. *Лю И., Перчук А.Л., Арискин А.А.* Высокобарный метаморфизм в перидотитовом кумулате комплекса Марун-Кеу, Полярный Урал // Петрология. 2019. Т. 27. № 2. С. 138-160. DOI: 10.31857/S0869-5903272138-160

18. *Селятицкий А.Ю., Куликова К.В.* Первые данные о проявлении UHP-метаморфизма на Полярном Урале // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 6. С. 681-684. DOI: 10.7868/S086956521730017X

19. *Fancong Meng, Yazhou Fan, Shmelev V.R., Kulikova K.V.* Constraints of eclogites from the Marun-Keu metamorphic complex on the tectonic history of the Polar Urals (Russia) // Journal of Asian Earth Sciences. 2020. Vol. 187. № 104087. DOI: 10.1016/j.jseaes.2019.104087

20. *Селятицкий А.Ю., Куликова К.В.* Состав граната как отражение корового генезиса протолитов UHP-перидотитов комплекса Марун-Кеу (Полярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 2. С. 38-47. DOI: 10.19110/2221-1381-2018-2-38-47

21. *Селятицкий А.Ю., Куликова К.В.* Эволюция химического состава граната при метаморфизме перидотитов UHP-комплекса Марун-Кеу (Полярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 8. С. 36-43. DOI: 10.19110/2221-1381-2017-8-36-43

22. *Удовкина Н.Г.* Эклогиты Полярного Урала (на примере южной части хр. Марун-Кеу). М.: Наука, 1971. 191 с.

23. *Абдрахманов И.А., Гульбин Ю.Л., Гембицкая И.М.* Ассоциация Fe-Mg-Al-Ti-Zn оксидов в гранулитах оазиса Бангера, Восточная Антарктида: свидетельства метаморфизма сверхвысоких температур // Записки Российского минералогического общества. 2021. Т. 150. № 4. С. 38-76. DOI: 10.31857/S086960552104002X

24. *Акимова Е.Ю., Скублов С.Г.* Распределение редкоземельных элементов в породообразующих минералах корундсодержащих пород проявления Хитоостров (Северная Карелия) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2021. Т. 66. № 4. С. 686-705. DOI: 10.21638/spbu07.2021.403

25. *Anczkiewicz R., Szczepański J., Mazur S. et al.* Lu-Hf geochronology and trace element distribution in garnet: Implications for uplift and exhumation of ultra-high pressure granulites in the Sudetes, SW Poland // Lithos. 2007. Vol. 95. Iss. 3-4. P. 363-380. DOI: 10.1016/j.lithos.2006.09.001

26. *Melnik A.E., Skublov S.G., Rubatto D. et al.* Garnet and zircon geochronology of the Paleoproterozoic Kuru-Vaara eclogites, northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 2021. Vol. 353. № 106014. DOI: 10.1016/j.precamres.2020.106014

27. *Левашова Е.В., Попов В.А., Левашов Д.С., Румянцева Н.А.* Распределение редких элементов по секторам и зонам роста в цирконе из миаскитового пегматита Вишневогорского массива, Южный Урал // Записки Горного института. 2022. Т. 254. С. 136-148. DOI: 10.31897/PMI.2022.29

28. *Румянцева Н.А., Скублов С.Г., Ваништейн Б.Г. и др.* Циркон из габброидов хребта Шака (Южная Атлантика): U-Pb возраст, соотношение изотопов кислорода и редкоэлементный состав // Записки Российского минералогического общества. 2022. Т. 151. № 1. С. 49-73. DOI: 10.31857/S0869605522010099

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

29. *Skublov S.G., Rumyantseva N.A., Vanshtein B.G. et al.* Zircon xenocrysts from the Shaka Ridge record ancient continental crust: New U-Pb geochronological and oxygen isotopic data // Journal of Earth Science. 2022. Vol. 33. Iss. 1. P. 5-16. DOI: 10.1007/s12583-021-1422-2

30. *Xiao-Xiao Ling, Qiu-Li Li, Huyskens M.H. et al.* Matrix effects and improved calibration procedures for SIMS titanite U-Pb dating // Chemical Geology. 2022. Vol. 593. № 120755. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2022.120755

31. *Гаврильчик А.К., Скублов С.Г., Котова Е.Л.* Редкоэлементный состав берилла из месторождения Шерловая Гора, Юго-Восточное Забайкалье // Записки Российского минералогического общества. 2021. Т. 150. № 2. С. 69-82. DOI: 10.31857/S0869605521020052

32. *Abdel Gawad A.E., Ene A., Skublov S.G. et al.* Trace Element Geochemistry and Genesis of Beryl from Wadi Nugrus, South Eastern Desert, Egypt // Minerals. 2022. Vol. 12. Iss. 2. № 206. DOI: 10.3390/min12020206

33. *Скублов С.Г., Гаврильчик А.К., Березин А.В.* Геохимия разновидностей берилла: сравнительный анализ и визуализация аналитических данных методами главных компонент (PCA) и стохастического вложения соседей с t-распределением (t-SNE) // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 455-469. DOI: 10.31897/PMI.2022.40

34. *Суханова К.Г., Кузнецов А.Б., Скублов С.Г.* Геохимические особенности хондр метеорита Орловка (H5) как свидетельство плавления минералов-прекурсоров // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 504. № 1. С. 28-33. DOI: 10.31857/S2686739722050164

35. *Суханова К.Г., Кузнецов А.Б., Скублов С.Г., Галанкина О.Л.* Оценка температур термального метаморфизма равновесных обыкновенных хондритов // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2s. DOI: 10.5800/GT-2022-13-2s-0618

36. *Yavuz F., Yildirim D.K.* A Windows program for calculation and classification of epidote-supergroup minerals // Periodico di Mineralogia. 2018. Vol. 87. № 3. P. 269-285. DOI: 10.2451/2018PM808

37. *Locock A.J.* An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations // Computers & Geosciences. 2014. Vol. 62. P. 1-11. DOI: 10.1016/j.cageo.2013.09.011

38. *Warr L.N.* IMA-CNMNC approved mineral symbols // Mineralogical Magazine. 2021. Vol. 85. Iss. 3. P. 291-320. DOI: 10.1180/mgm.2021.43

39. *McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. Iss. 3-4. P. 223-253. DOI: 10.1016/0009-2541(94)00140-4

40. *Barth T.F.W.* Oxygen in Rocks: A Basis for Petrographic Calculations // The Journal of Geology. 1948. Vol. 56. Iss. 1. P. 50-60. DOI: 10.1086/625477

41. *Langmuir C.H., Vocke Jr.R.D., Hanson G.N., Hart S.R.* A general mixing equation with applications to Icelandic basalts // Earth and Planetary Science Letters. 1978. Vol. 37. Iss. 3. P. 380-392. DOI: 10.1016/0012-821X(78)90053-5

42. *Скублов С.Г.* Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб: Наука, 2005. 147 с.

43. *Skublov S., Drugova G.* Patterns of trace-element distribution in calcic amphiboles as a function of metamorphic grade // The Canadian Mineralogist. 2003. Vol. 41. Iss. 2. P. 383-392. DOI: 10.2113/gscanmin.41.2.383

44. *Collins W.J., Murphy J.B., Johnson T.E., Hui-Qing Huang.* Critical role of water in the formation of continental crust // Nature Geoscience. 2020. Vol. 13. Iss. 5. P. 331-338. DOI: 10.1038/s41561-020-0573-6

45. *Gieré R.* Hydrothermal mobility of Ti, Zr and REE: examples from the Bergell and Adamello contact aureoles (Italy) // Terra Nova. 1990. Vol. 2. Iss. 1. P. 60-67. DOI: 10.1111/j.1365-3121.1990.tb00037.x

46. *Шацкий В.С., Симонов В.А., Ягоутц Э. и др.* Новые данные о возрасте эклогитов Полярного Урала // Доклады Академии наук. 2000. Т. 371. № 4. С. 519-523.

47. *Kennett J.P.* Marine Geology. Englewood Cliffs: Prentice-Hall, 1982. 813 p.

***Авторы*: Л.И.Салимгараева,** *канд. геол.-минерал. наук, младший научный сотрудник, fluoritecaf2@mail.ru, https://orcid.org/0000-0002-3285-847X* (*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*; *Институт геологии и геохимии им. академика А.Н.Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия*)**, А.В.Березин,** *канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник, доцент, https://orcid.org/0000-0002-5324-5840* (*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*; *Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия*).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0