



УДК 550.42

## Неоднородность состава ксенолитов мантийных перидотитов из щелочных базальтов вулкана Сверре, архипелаг Шпицберген

Д.С.АШИХМИН<sup>1</sup>, С.Г.СКУБЛОВ<sup>2</sup>✉

<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

В работе представлены результаты исследования состава ксенолитов мантийных перидотитов (семь образцов), отобранных в четвертичных базальтах вулкана Сверре, архипелаг Шпицберген. Присутствие двух крупных (более 15 см в диаметре) ксенолитов шпинелевых лерцолитов позволило рассмотреть изменение их состава в центральной, промежуточной и краевой частях образцов.

Предлагается по распределению редких и редкоземельных элементов выделить трех типов ксенолитов, отличающихся по геохимическим особенностям. Обогащение мантийных перидотитов легкими редкоземельными элементами, а также высокозарядными и крупноионными литофильными элементами, предположительно связано с проявлением мантийного метасоматоза.

**Ключевые слова:** мантийные ксенолиты; мантийный метасоматоз; перидотиты; редкие элементы; редкоземельные элементы; Шпицберген

**Благодарности.** Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-35-50014) в рамках темы НИР ИГГД РАН № 0153-2019-0002. Авторы благодарят О.Л.Галанкину (ИГГД РАН), С.Г.Симакина и Е.В.Потапова (ЯФ ФТИАН) за проведение аналитических работ.

**Как цитировать эту статью:** Ашихмин Д.С. Неоднородность состава ксенолитов мантийных перидотитов из щелочных базальтов вулкана Сверре, архипелаг Шпицберген / Д.С.Ашихмин, С.Г.Скублов // Записки Горного института. 2019. Т. 239. С. 483-491. DOI: 10.31897/PMI.2019.5.483

**Введение.** В настоящее время благодаря систематическому изучению мантийных ксенолитов накоплена значительная информация о глубинном строении Земли. Понимание механизма распределения элементов-примесей в ксенолитах и слагающих их порообразующих минералах может дополнить информацию об эволюции вещества в верхней мантии, а также пролить свет на взаимодействие мантийных пород с глубинными щелочными расплавами [1 и др.]. В частности, данные по составу ксенолитов используются при обосновании гипотез генезиса базальтов [5]. Ксенолиты мантийных пород, встреченные в различных щелочно-базальтоидных провинциях, варьируют по содержанию редкоземельных элементов (REE). Особенно наглядно это выражено для легких редкоземельных элементов. Неоднородность по составу REE наблюдается не только при сравнении образцов из различных провинций, но зачастую в пределах одной провинции и даже одного объекта, который представляют ксенолиты [3, 12].

Ксенолиты мантийных перидотитов, вынесенные на поверхность щелочными базальтами вулканического комплекса архипелага Шпицберген, уже длительное время детально исследуются применительно к проблемам мантийного метасоматоза и эволюции мантийных пород [1, 2, 10 и др.]. Проведенное авторами настоящей работы исследование карманов плавления в центральной части ксенолита шпинелевого перидотита показало изменение состава оливина и клинопиррогена при метасоматическом взаимодействии карбонатного расплава с образованием вторичных минералов и силикатного стекла [1]. Однако до последнего времени не проводился сравнительный анализ состава ксенолитов из одного поля по редким элементам, в том числе из разных участков крупных по размеру образцов, крайне редко встречающихся среди описанных в литературе для архипелага Шпицберген. Остается открытым вопрос и о причине обогащения рассматриваемых ксенолитов несовместимыми элементами – является ли это обогащение следствием мантийного метасоматоза, либо воздействием транспортирующих их к поверхности базальтовых расплавов.

В работе представлены результаты изучения состава ксенолитов мантийных пород (7 образцов), отобранных в четвертичных покровах базальтов вулкана Сверре, архипелаг Шпицберген. Среди объектов исследования присутствовали два крупных (более 15 см в диаметре) ксенолита шпинелевых лерцолитов, что позволило провести сравнительный анализ состава в центральной, промежуточной и краевой части образцов.

Ксенолиты, прежде чем были извлечены на поверхность четвертичными щелочными базальтовыми расплавами, как показали предшествующие исследования авторов [1, 2], подверглись ряду преобразований во время нахождения пород в мантии. Шпинелевые лерцолиты испытали воздействие, как минимум, двух значительных процессов: деплетирования, вызванного частичным плавлением, а затем мантийного метасоматоза [6]. Последний характеризуется появлением новых генераций минералов, развивающихся по первичному парагенезису перidotитов. Следует отметить образование новой генерации шпинели [2], а также обрастание клинопироксена более кальциевой разновидностью [1].

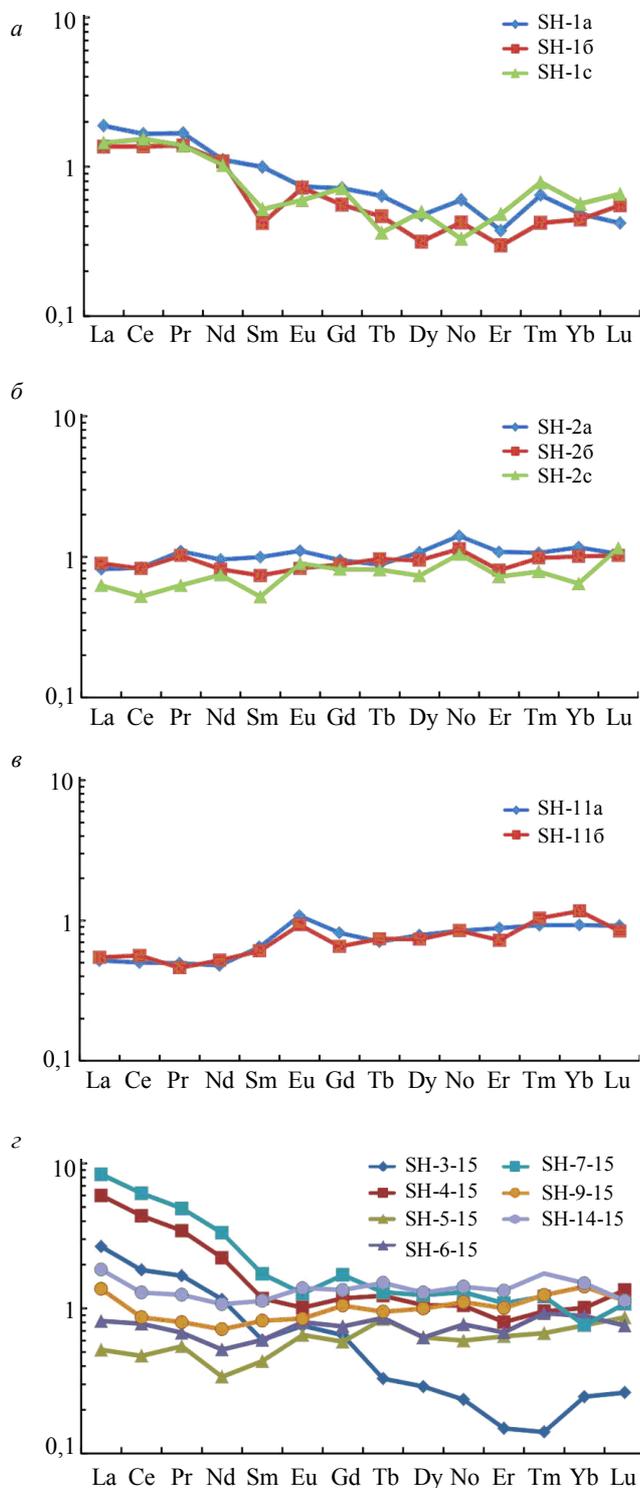


Рис. 1. Спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI, в мантийных ксенолитах архипелага Шпицберген: а, б, в – крупные ксенолиты; г – мелкие

**Аналитические методы.** Предварительно все ксенолиты были тщательно очищены от вмещающих базальтов путем обрезания корок на внешних границах. Поскольку все образцы ксенолитов имеют эллипсоидный облик, то производился их распиловка по длинной оси с последующим отбором материала из одной части образца для изготовления прозрачно-полированных шлифов для петрографического и микронзондового исследования и отбором пробы для лабораторного исследования состава ксенолита из той же части ксенолита.

Анализ ксенолитов на редкие и редкоземельные элементы (REE) проводился методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре ELAN-DRC-6100 по стандартной методике (ВСЕГЕИ). При этом относительная погрешность определения элементов не превышала 5-10 %.

Химический состав минералов по главным элементам определен методом SEM-EDS в ИГГД РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200. Тонкие полированные пластинки пород напылялись углеродом. Точечные определения состава минералов выполнялись с использованием электронного луча с ускоряющим напряжением 20 кВ и током 1 нА, размер пятна пучка составлял 3 мкм. Время накопления каждого спектра составляло 35 с, в качестве стандартов использовались природные минералы, чистые оксиды и металлы. Для коррекции матричного эффекта использовался алгоритм ZAF.

Содержание редких и редкоземельных элементов в минералах и стеклах определено методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН по методике, подробно изложенной в работе [4]. Определения проводились в плоско-полированных шлифах, напыленных золотом. Условия съемки на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН): первичный пучок ионов  $16O^{2-}$ , диаметр пучка ~20 мкм; ток ионов 5-7 нА; ускоряющее на-

пряжение первичного пучка 15 кэВ; относительная погрешность измерения не более 10-15 % для большинства элементов. Редкоземельный состав породообразующих минералов определялся максимально близко к точкам анализа главных элементов на электронном микронзонде. При построении спектров распределения REE состав пород нормировался на состав хондрита CI [11]. Сокращения названий минералов и их миналов приведены по [14].

**Результаты и их обсуждение.** Спектры распределения REE в изученных ксенолитах перидотитов из вулкана Сверре достаточно сильно различаются, однако для всех образцов наблюдается отрицательный (в сторону уменьшения содержания) наклон спектров от легких к тяжелым REE. Так как образцы ксенолитов SH-1, SH-2 и SH-11 были достаточно крупными, это позволило изучить распределение редких элементов в разных участках ксенолита: центр, промежуточная часть и краевая зона. Спектры распределения REE строились обособленно для крупных ксенолитов (рис. 1).

В пределах изученной коллекции максимальное и минимальное содержание LREE отличаются в различных образцах почти на порядок (табл. 1). Минимальное содержание LREE наблюдается в образце SH-11a – 1,2 ppm, а максимальное встречено в образце SH-7 – 12,5 ppm. Стоит отметить, что и низкие, и высокие значения суммы LREE в целом являются аномальными для лерцолитов [3].

Таблица 1

Содержание редкоземельных и редких элементов (ppm) в мантийных ксенолитах архипелага Шпицберген

Компонент	SH-1			SH-2			SH-11		SH-3-15	SH-4-15	SH-5-15	SH-6-15	SH-7-15	SH-9-15	SH-14-15
	a	b	c	a	b	c	a	c							
La	0,69	0,50	0,53	0,30	0,33	0,23	0,19	0,20	0,98	2,20	0,19	0,30	3,08	0,50	0,68
Ce	1,59	1,31	1,47	0,80	0,79	0,50	0,48	0,54	1,76	4,16	0,45	0,75	5,95	0,83	1,23
Pr	0,23	0,19	0,19	0,15	0,14	0,09	0,07	0,06	0,23	0,47	0,08	0,09	0,67	0,11	0,17
Nd	0,79	0,77	0,73	0,68	0,58	0,53	0,34	0,37	0,82	1,59	0,24	0,37	2,36	0,51	0,76
Sm	0,23	0,10	0,12	0,23	0,17	0,12	0,15	0,14	0,14	0,27	0,10	0,14	0,40	0,19	0,26
Eu	0,06	0,06	0,05	0,10	0,07	0,08	0,09	0,08	0,07	0,09	0,06	0,07	0,11	0,07	0,12
Gd	0,22	0,17	0,22	0,29	0,27	0,25	0,25	0,20	0,20	0,36	0,18	0,23	0,52	0,32	0,41
Tb	0,04	0,03	0,02	0,05	0,06	0,05	0,04	0,04	0,02	0,07	0,05	0,05	0,08	0,06	0,09
Dy	0,18	0,12	0,19	0,41	0,36	0,28	0,30	0,28	0,11	0,40	0,24	0,24	0,47	0,38	0,49
Ho	0,05	0,04	0,03	0,12	0,10	0,09	0,07	0,07	0,02	0,09	0,05	0,07	0,11	0,09	0,12
Er	0,09	0,07	0,12	0,27	0,20	0,18	0,22	0,18	0,04	0,20	0,16	0,17	0,27	0,25	0,33
Tm	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	<0,01	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	0,06
Yb	0,12	0,11	0,14	0,29	0,25	0,16	0,23	0,29	0,06	0,25	0,19	0,22	0,19	0,35	0,37
Lu	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,01	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04
U	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,49	0,04	0,07	0,01	0,03	0,09	0,03	0,02	0,03	0,03
Cr	586	650	622	856	981	651	572	738	714	689	662	782	851	847	898
Rb	0,51	0,29	0,35	0,49	0,48	0,28	0,99	0,46	0,56	0,67	0,98	0,44	0,39	0,46	0,54
Sr	24,4	23,8	24,5	15,4	12,6	11,6	19,1	38,0	8,82	10,2	55,9	12,6	8,58	8,27	16,8
Y	1,10	1,06	1,07	2,59	2,31	1,94	0,54	2,40	1,54	1,80	2,53	2,50	2,11	1,83	3,01
Zr	15,3	14,0	14,0	16,2	15,3	15,7	14,4	15,6	14,7	15,2	14,7	15,2	16,1	14,4	16,7
Nb	0,26	0,21	0,24	0,30	0,17	0,11	0,97	0,20	0,16	0,25	0,87	0,09	0,15	0,11	0,14
Ba	16,7	16,2	16,9	18,2	16,0	14,2	22,7	32,6	14,4	16,0	51,0	15,6	14,3	16,4	17,5
La/Yb	5,75	4,55	3,79	1,03	1,32	1,44	0,83	0,69	16,1	8,80	1,00	1,36	16,21	1,43	1,84
LREE	3,53	2,87	3,04	2,16	2,01	1,47	1,23	1,31	3,93	8,69	1,06	1,65	12,46	2,14	3,10
HREE	0,80	0,64	0,82	1,61	1,38	1,16	1,28	1,22	0,52	1,54	0,98	1,11	1,83	1,61	2,03
Eu/Eu*	0,86	1,48	0,97	1,14	1,02	1,34	1,47	1,48	1,20	0,86	1,28	1,19	0,74	0,91	1,12
Ce/Ce*	0,93	1,00	1,09	0,87	0,86	0,83	0,99	1,12	0,85	0,92	0,88	1,05	0,94	0,80	0,83

Примечание: а – центральная; б – промежуточная; с – краевая части образцов.

В образце SH-1 достаточно сильно проявлена дифференциация REE (рис. 1, а). Несмотря на сравнительно невысокие значения суммы редкоземельных элементов, их максимальная величина достигается в центральной части, от центра к краю ксенолита заметно уменьшение концентрации REE, в первую очередь, легких REE. Сумма LREE уменьшается от центра к краю, имея максимальное значение в образце SH-1a – 3,6 ppm и минимальное значение в образце SH-1c – 3,1 ppm. Поведение HREE в данном образце достаточно сложное, в основном их содержание уменьшается от центральной части ксенолита к промежуточной, а затем возрастает, причем иногда существ-

венно (табл.1). При этом отношение La/Lu уменьшается от центра к краю. Все части крупного ксенолита характеризуются незначительной величиной отрицательной Ce- и Eu-аномалии. Отсутствие сильно проявленной отрицательной Ce-аномалии указывает на отсутствие или минимальное влияние поверхностных и метеорных вод на ксенолиты, что позволяет исключить воздействие экзогенных процессов на вынесенное на поверхность мантийное вещество.

Образец SH-2 также достаточно слабо дифференцирован по содержанию редкоземельных элементов (рис.1, б). Образцы SH-1 и SH-2 в целом схожи по распределению редкоземельных элементов, в SH-2 также прослеживается уменьшение содержания REE от центра к краю, при средних содержаниях по зонам: центральная, промежуточная, краевая – 0,3, 0,24, 0,18 ppm, соответственно. Единственным исключением, также как и для SH-1, является Lu, для которого наблюдается обратная зависимость (табл.1). Содержание REE в образце SH-2 характеризуется субхондритовыми величинами. Образец SH-2 характеризуется слабой положительной Eu-аномалией и незначительной отрицательной Ce-аномалией (табл.1). Таким образом, этот ксенолит также демонстрирует отсутствие воздействия экзогенных процессов.

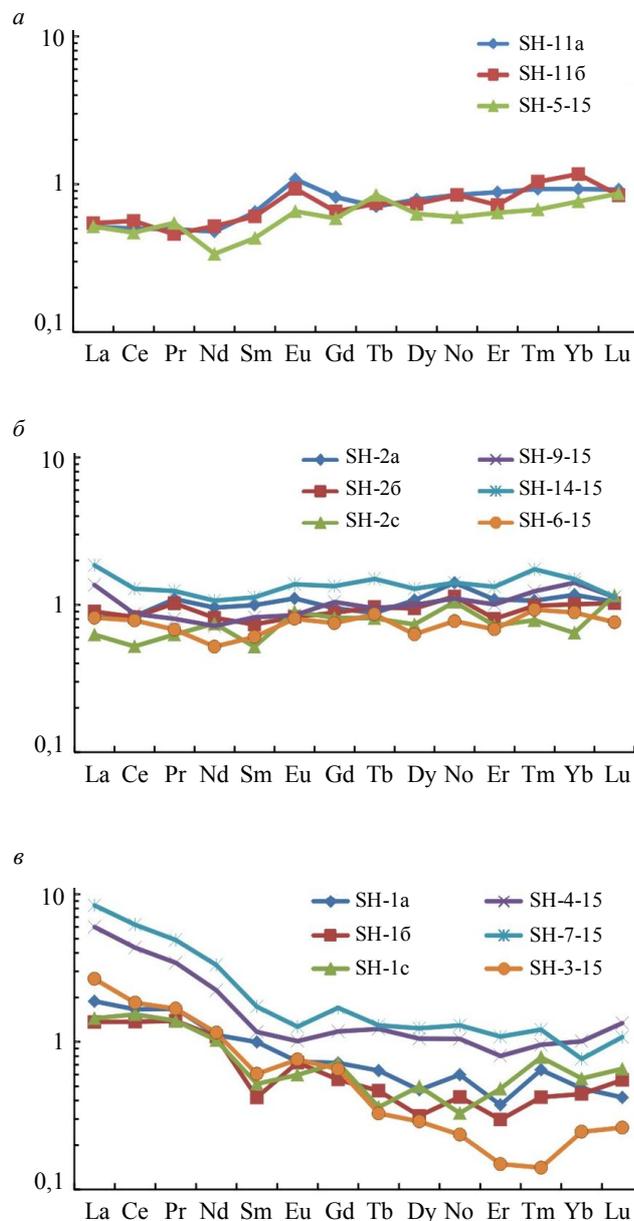


Рис.2. Типизация спектров распределения REE, нормированных к хондриту CI, в мантийных ксенолитах архипелага Шпицберген: а – первый тип; б – второй; в – третий

Образец SH-11 является слабодифференцированным по содержанию REE (рис.1, в), его размеры уступают двум вышеупомянутым, поэтому проанализированы центральная и краевая части (табл.1). Распределение LREE, как и HREE, практически не отличается в центральной и краевой части. Образец характеризуется положительной Eu-аномалией ( $Eu/Eu^* = 1,48$ ), а Ce-аномалия, как и для более крупных по размеру ксенолитов, отсутствует (табл.1).

Другие образцы ксенолитов (SH-3, SH-7, SH-9, SH-14) имеют небольшой размер. Эта группа ксенолитов является достаточно неоднородной по содержанию REE, из общего числа выделяются образцы SH-4 и SH-7 (рис.1, г). Последние содержат LREE в 5 раз больше, чем другие образцы ксенолитов. В свою очередь, содержание HREE в SH-4 и SH-7 практически совпадает с оставшимися пятью ксенолитами, а в некоторых случаях ниже. В образцах SH-4 и SH-7 присутствуют слабо выраженные отрицательные Ce- и Eu-аномалии, в остальных образцах они проявлены слабо и являются положительными (табл.1).

Рассматриваемые мантийные перидотиты представляется возможным отнести к трем типам, предложенным Ф.П.Лесновым [3] по результатам обобщения значительного количества аналитических данных по геохимии мантийных пород. В основе данной классификации лежит, в первую очередь, величина отношения La/Lu, которое отражает степень фракционирования REE. Первый тип отличается значением  $La/Yb < 1$ , а общий наклон относящихся к этому типу спектров REE имеет «положительный» знак. Второй тип характеризуется отношением La/Lu, близким к единице, и субгоризонтальным характером спектров REE. Третий тип имеет значения отношения  $La/Lu > 1$  и четко выраженный «отрицатель-

ный» наклон спектров REE (заметное обогащение LREE по отношению к HREE). Использование данной классификации может способствовать ответу на вопрос – происходило ли воздействие базальтового расплава на ксенолиты при их транспортировке? Если такое воздействие имело место, то во всех образцах мантийных перидотитов должно наблюдаться подобие спектров REE.

К первому типу можно отнести крупный ксенолит SH-11. В обеих частях этого ксенолита наблюдается слабо проявленное истощение LREE, из-за чего спектры REE имеют общий едва заметный «положительный» наклон и характеризуются значениями отношения La/Yb меньше 1. Данный образец, резко выделяющийся из общего ряда по особенностям состава по редким элементам (рис.2, а, табл.1), имеет черты сходства с перидотитами из массивов, распространенных в пределах складчатых областей на платформах, из зоны MORB, а также из офиолитовых ассоциаций [3].

Ко второму типу относятся ксенолиты, незначительно обогащенные LREE по сравнению с первым типом. Такими ксенолитами из изученной коллекции являются SH-2, SH-5, SH-6, SH-9 и SH-14. По сравнению с первым типом данные образцы имеют практически субгоризонтальный характер распределения REE, а отношение La/Yb стремится к единице (рис.2, б).

К третьему типу относятся ксенолиты, наиболее специфичные по своим геохимическим характеристикам (рис.2, в). Все они имеют аномальное обогащение легкими редкоземельными элементами, из-за чего спектры REE имеют очень крутой «отрицательный» наклон и характеризуются высоким отношением La/Yb, которое может достигать до 52 (табл.1). Из изученной коллекции к таким можно отнести образцы SH-1, SH-4, SH-6 и SH-7. Среди ксенолитов этого типа выделяется образец SH-3, так как он имеет более высокое содержание LREE, в среднем превышающее содержание в примитивной мантии в 4 раза, и одновременно с этим обедненный HREE по отношению к примитивной мантии примерно в 5 раз (рис.2, в).

Минеральный состав ксенолитов третьего типа не коррелируется с содержанием в них REE. Количество ортопироксена в третьем типе, по отношению к первому и второму, уменьшается с 15-19 до 5-7 %. Однако ортопироксен в изученных породах имеет незначительное содержание REE (табл.2), поэтому уменьшение его количества неспособно значительно влиять на валовое содержание редкоземельных элементов.

Стоит отметить, что во всех рассмотренных образцах ксенолитов перидотитов отсутствует корреляция между LREE, в частности La, и содержанием CaO (рис.3, а). В то же время наблюдается четко выраженная прямая корреляция между содержанием CaO и наиболее значимым элементом HREE – Yb (рис.3, б), что отличает их от мантийных пород из других регионов [3].

Кроме того, была обнаружена зависимость между распределением La и содержанием ряда высокозарядных и крупноионных литофильных элементов. В частности, наиболее высокое содержание таких элементов-примесей как U, Sr, Nd, Ba отмечено в ксенолитах, отнесенных к третьему геохимическому типу (рис.4). Установлено, что содержание U в краевой части ксенолита SH-2 аномально высокое (0,49 ppm, табл.1) и выделяется по сравнению с общей выборкой.

Распределение HREE в целом по выборке ксенолитов достаточно выдержанное. Наиболее весомый вклад в сумму тяжелых редкоземельных элементов вносит Yb (табл.1). Во всех образцах на уровне повышенного содержания Yb заметно увеличение

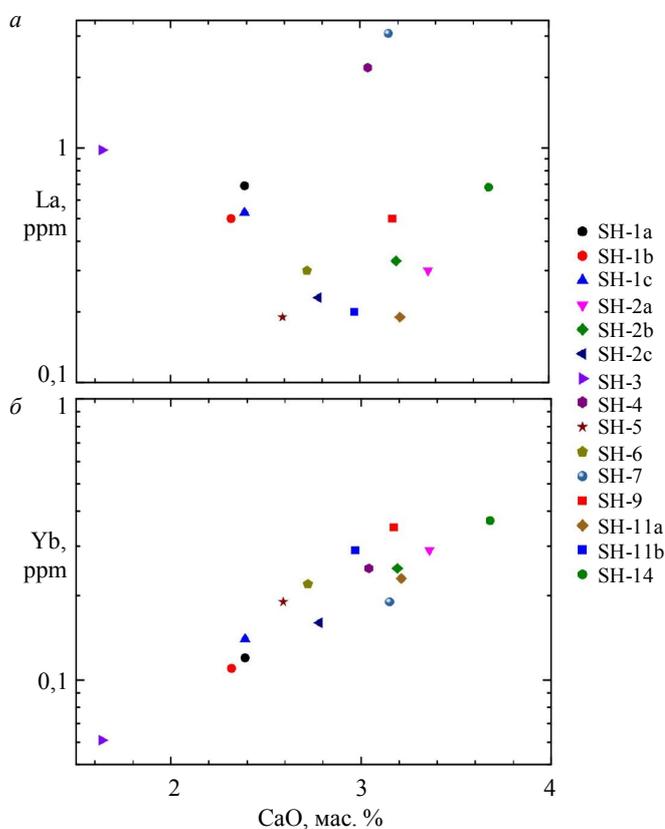


Рис.3. Соотношение содержания CaO и La (а), Yb (б)

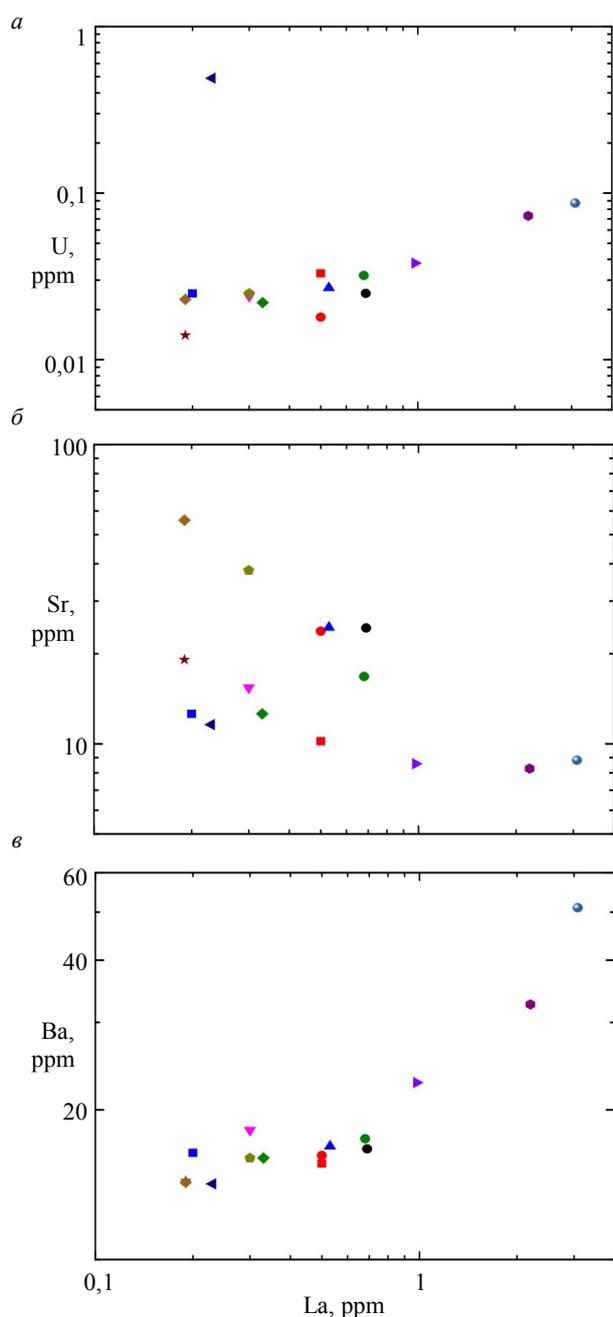


Рис.4. Соотношение содержания La и U (а), Sr (б), Ba (в)  
Условные обозначения см. на рис.3

Представленные данные по распределению в мантийных ксенолитах архипелага Шпицберген REE и ряда редких элементов, наряду с литературными данными [6, 8, 10], позволяют отметить некоторые геохимические особенности, свойственные данной провинции. Несмотря на широкий диапазон изменения содержания LREE и других редких элементов, в целом по выборке наблюдается достаточно выдержанное повышенное содержание тяжелых REE.

В настоящее время существуют две гипотезы, объясняющие повышенное содержание элементов-примесей в породах мантии.

Первая гипотеза связывает рост содержания элементов-примесей в мантийных породах с процессами мантийного метасоматоза, который подразделяется на два типа – явный и скрытый (stels) метасоматоз. Характерной особенностью первого типа является доминирующее воздействие водной фазы, благодаря которой происходит образование минералов, содержащих ОН-группу (флогопит, амфибол) и богатых несовместимыми элементами-примесями [9, 13]. При скрытом метасоматозе увеличение содержания легких редкоземельных элементов в мантийных

содержания ряда сидерофильных элементов Ti, V и Cr. Такое согласованное поведение этих элементов, по всей видимости, связано с тем, что их главным минералом-концентратором является клинопироксен.

Распределение редких элементов в крупных ксенолитах в целом подобное. В SH-2 прослеживаются те же закономерности, что и в образце SH-1, но стоит отметить, что содержание большей части редких элементов в SH-2 более низкое (табл.1). Распределение редких элементов в образце SH-11 имеет схожий характер с другими ксенолитами и характеризуется субхондритовыми значениями, за исключением U, Ce, и Yb (табл.1), для которых установлено слегка повышенное, примерно в 1,2 раза, содержание.

При рассмотрении распределения редких элементов из всех зон образца SH-1 было отмечено, что редкие элементы имеют максимальное содержание в центральной части и в краевой зоне, за исключением Sr, для которого наблюдается уменьшение содержания от центра к промежуточной части, а далее идет возрастание к краевой части (табл.1).

Распределение редких элементов в мелких по размеру ксенолитах значительно отличается от крупных образцов. В данных ксенолитах наблюдается увеличение содержания Th, U и Ce в пять и более раз. Среди этой группы выделяются образцы, имеющие высокое содержание REE, и с аномально высоким содержанием вышеперечисленных элементов (превышение относительно хондрита достигает 10-20 раз).

Стоит отметить, что почти все образцы ксенолитов, для которых было установлено повышенное содержание редких элементов, относятся к третьему геохимическому типу. В частности, это связано с положительной корреляцией La и ряда высокозарядных и крупноионных литофильных элементов (рис.4).

породах связано с привнесом их флюидом. По литературным данным, этот флюид является карбонатитовым, обогащенным LREE и рядом других несовместимых элементов [6, 7].

Вторая гипотеза предполагает механизм обогащения легкими REE и крупноионными литофильными элементами за счет взаимодействия ксенолита с базальтовым расплавом в момент транспортировки мантийных пород на дневную поверхность [3]. В рамках этой гипотезы основная причина обогащения – отсутствие равновесия в системе ксенолит – базальтовый расплав, при этом базальтовый расплав существенно горячее мантии, которую он прорывает. Очевидно, что в базальтовых расплавах содержание несовместимых элементов, а также летучих компонентов выше, чем во вмещающем рестите. Соответственно, базальтовый расплав, воздействуя на ксенолит, повышает путем фильтрационного метасоматоза во всем его объеме, а для крупных ксенолитов в краевой части содержание несовместимых элементов.

При применении данной гипотезы к полученным в настоящей работе данным она противоречит фактам: обогащение LREE наблюдается не во всех ксенолитах, а образцы ксенолитов достаточно контрастны по содержанию редких элементов. Кроме того, согласно этой гипотезе наибольшее обогащение несовместимыми элементами было бы в ксенолитах небольшого размера, а также в краевых частях крупных ксенолитов, что не нашло подтверждения в проведенном исследовании. Можно сделать вывод, что наиболее вероятный механизм обогащения мантийных ксенолитов несовместимыми элементами (LREE, HFSE и LILE) связан с проявлением мантийного метасоматоза.

Говоря о наиболее вероятном источнике высокозарядных и крупноионных литофильных элементов, можно предположить, что им является расплав, образованный при частичном плавлении орто- и клинопироксена в мантийных породах, прошедших предварительную подготовку под воздействием мантийного флюида, понижающего температуру плавления. С этими процессами согласуется фиксируемое уменьшение количества ортопироксена в ксенолитах третьего типа, а также изменение состава клинопироксена в краевой зоне (рис.5). Помимо уменьшения количества ортопироксена, стоит отметить также изменения в его морфологии по данным электронной микроскопии. Часто зерен этого минерала имеет следы плавления, а также корродированные области границ. Фиксируется замещение ортопироксена клинопироксеном (рис.5). По всей видимости, именно плавление ортопироксена под воздействием мантийного флюида, а также частичное плавление клинопироксена приводит к образованию расплава основного состава. Такая возможность была рассмотрена в работе Г.Б.Ферштатера [5], где объектом исследования были мантийные ксенолиты в щелочных базальтоидах Махтеш Рамона, Израиль.

Ниже приведены усредненные составы орто- и клинопироксена, стекла, а также вмещающих базальтов (табл.2). Стекло содержит

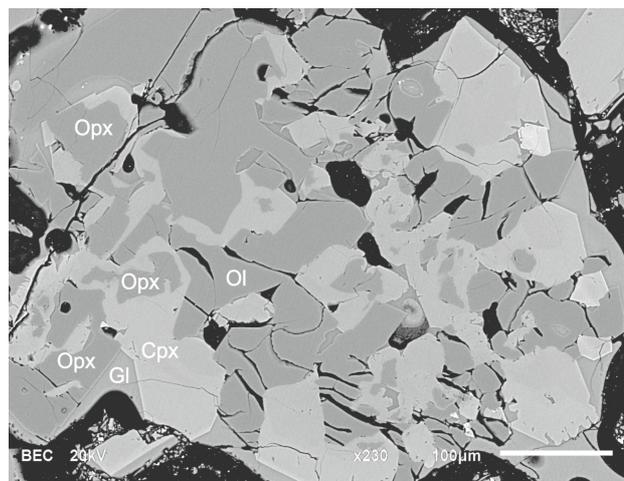


Рис.5. BSE-изображение кармана плавления в ксенолите перidotита, зафиксировавшее результат реакции частичного плавления ортопироксена (Orx) с образованием стекла (Gl) при одновременном изменении состава оливина (Ol) и клинопироксена (Cpx)

Таблица 2

Содержание главных и редкоземельных компонентов в пироксенах, стекле и базальте

Компонент	Orx n = 11	Gl n = 8	Cpx n = 10	Базальт n = 2
SiO <sub>2</sub>	56,87	52,41	51,13	41,25
TiO <sub>2</sub>	–	1,93	0,78	2,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,34	24,23	6,38	12,20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,42	0,05	1,34	0,04
FeO	5,99	3,55	2,72	11,35
MnO	0,15	0,05	0,13	0,16
MgO	32,69	2,02	14,52	11,45
CaO	0,54	7,39	22,01	9,48
La	0,01	29,9	8,68	51,5
Ce	0,04	63,4	23,5	90,1
Pr	0,01	7,39	3,38	9,98
Nd	0,05	30,9	17,8	36,7
Sm	0,04	5,32	4,27	7,41
Eu	0,01	1,70	1,49	2,50
Gd	0,04	5,30	4,51	7,31
Dy	0,08	4,91	4,37	5,13
Er	0,12	3,26	2,78	2,35
Yb	0,20	3,18	2,62	1,69
Lu	0,03	0,48	0,36	0,26

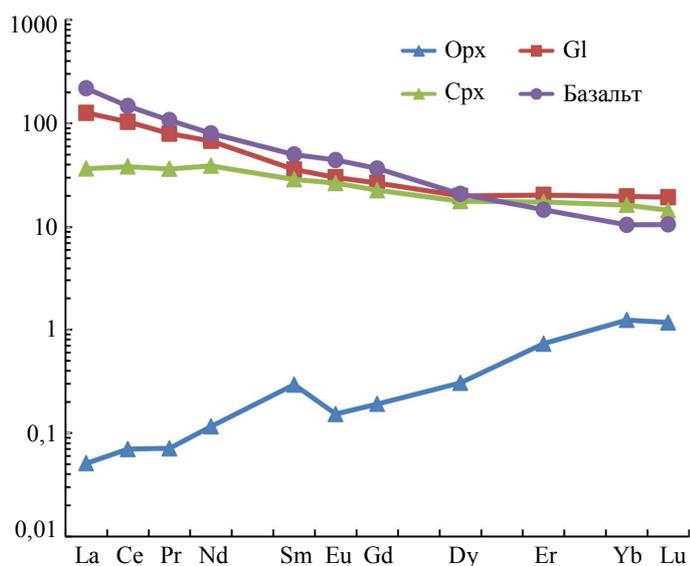


Рис.6. Спектры распределения REE, нормированные к хондриту, для ортопироксена, стекла, клинопироксена и базальта

гораздо больше кремнезема, чем базальт, поэтому его нельзя рассматривать как результат инъекции базальтового расплава в ксенолит. Информативным является распределение REE во всех четырех фазах. Стоит отметить схожесть спектров REE для клинопироксена, стекла и базальта (рис.6). Наблюдаемое обеднение ортопироксена в отношении LREE нетипично для этого минерала [3]. По литературным данным, для ортопироксена наиболее характерным является U-образный спектр распределения REE. В ортопироксене из ксенолитов вулкана Сверре спектр имеет четко выраженный положительный наклон от легких к тяжелым REE, свидетельствующий об обеднении минерала LREE. Такое поведение LREE в породообразующих минералах с участием в процессах миграции при частичном плавлении в присутствии флюида отмечалось ранее [2, 12].

**Заключение.** Таким образом, предполагаемый механизм обогащения ксенолитов мантийных перидотитов несовместимыми элементами (LREE, HFSE и LILE) связан с проявлением мантийного метасоматоза. Наиболее вероятным источником высокозарядных и крупноионных литофильных элементов в мантийных породах является инфильтрат, полученный в результате взаимодействия флюида с породами верхней мантии. Приведенные данные свидетельствуют о том, что мантийные породы в районе архипелага Шпицберген, возможно, внесли весомый вклад в формирование базальтового расплава за счет плавления орто- и клинопироксена. При выносе ксенолитов мантийных перидотитов на поверхность воздействие на них транспортирующего базальтового расплава было минимальным.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Геохимия породообразующих минералов в мантийных ксенолитах из базальтов вулкана Сверре, арх. Шпицберген / Д.С.Ашихмин, С.Г.Скублов, А.Е.Мельник, А.Н.Сироткин, В.И.Алексеев // Геохимия. 2018. № 8. С. 820-828.
2. Геохимия шпинели из ксенолитов мантийных лерцолитов (вулкан Сверре, архипелаг Шпицберген) / Д.С.Ашихмин, Ю.-С.Чен, С.Г.Скублов, А.Е.Мельник // Записки Горного института. 2017. Т. 227. С. 511-517. DOI: 10.25515/PMI.2017.5.511
3. Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и минералах. Кн. 2: Второстепенные и аксессуарные минералы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. 190 с.
4. Соболев А.В. Мантийные лерцолиты офиолитового комплекса Троодос, о-в Кипр: геохимия клинопироксена / А.В.Соболев, В.Г.Батанова // Петрология. 1995. Т. 3. № 5. С. 487-495.
5. Ферштатер Г.Б. Ксенолиты в щелочных базальтоидах Махтеш Рамона (пустыня Негев, Израиль) как индикаторы мантийного метасоматоза и магмообразования / Г.Б.Ферштатер, З.А.Юдалевич, В.В.Хиллер // Литосфера. 2016. № 3. С. 82-111.
6. Carbonate-bearing mantle peridotite xenoliths from Spitsbergen: phase relationships, mineral compositions and trace element residence / D.A.Ionov, S.Y.O'Reilli, Y.S.Genshaft, M.G.Kopylova // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1997. Vol. 125. P. 375-392.
7. Dupuy C. Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: carbonate metasomatism in the mantle source / C.Dupuy, J.M.Liotard, J.Dostal // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1992. Vol. 56. P. 2417-2423.
8. Frey F.A. Rare earth abundances in some ultramafic rocks / F.A.Frey, L.A.Haskin, M.A.Haskin // Journal of Geophysical Research. 1971. Vol. 76. P. 2057-2070.
9. Frey F.A. Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis / F.A.Frey, M.Prinz // Earth and Planetary Science Letters. 1978. Vol. 38. P. 129-176.
10. Garnet peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Baikal region: The nature of the garnet – Spinel peridotite transition zone in the continental mantle / D.A.Ionov, I.V.Ashchepkov, H.G.Stosch et al. // Journal of Petrology. 1993. Vol. 34. P. 1141-1175.
11. McDonough W.F. The composition of the Earth / W.F.McDonough, S.S.Sun // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 223-253.



12. Metasomatic processes in lherzolitic and harzburgitic domains of diamondiferous lithospheric mantle: REE in garnets from xenoliths and inclusions in diamonds / T.Stachel, K.S.Viljoen, G.Brey, J.W. Harris // Earth and Planetary Science Letters. 1998. Vol. 159. P. 1-12.

13. Roden M.F. An example of consequent mantle metasomatism in peridotite inclusions from Nunivak Island, Alaska / M.F.Roden, F.A.Frey, D.M.Francis // Journal of Petrology. 1984. Vol. 25. P. 546-577.

14. Whitney D.L. Abbreviations for names of rock-forming minerals / D.L.Whitney, B.W.Evans // American Mineralogist. 2010. Vol. 95. P. 185-187.

**Авторы:** Д.С.Ашихмин, геолог 1 категории, Dmitry\_Ashihmin@vsegei.ru (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия), С.Г.Скублов, д-р геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник, skublov@yandex.ru (Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия).

Статья поступила в редакцию 17.04.2019.

Статья принята к публикации 30.05.2019.