

А. В. Матреничев, В. А. Матреничев

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЛАНТАНОИДОВ В КЛИНОПИРОКСЕНАХ ИЗ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ¹

Современные петрологические исследования невозможны без детального анализа химического состава геологических образований. Наряду с традиционным изучением поведения породообразующих компонентов, особое значение имеют особенности перераспределения редких и рассеянных элементов, в том числе лантаноидов. Редкие и рассеянные элементы являются петрологически важной частью химического состава пород, поскольку, в отличие от породообразующих оксидов, не образуют собственных минеральных фаз и поведение их в процессах магматического петрогенезиса может быть описано более простыми закономерностями.

Накопленный к середине XX в. большой объем эмпирических данных о распределении микрокомпонентов в магматических породах позволил П. Гасту впервые предположить, что поведение редких элементов в магматическом расплаве может быть описано законом Генри, а концентрации легко рассчитаны при помощи простейших уравнений баланса вещества, основанных на предположении о равновесии сосуществующих кристаллов и расплава. В расчетах используются коэффициенты распределения (K_d) редких элементов между расплавом и сосуществующими с ним минералами. Параметр K_d – это некий эмпирический коэффициент, учитывающий все множество параметров, которое не принимается во внимание расчетными уравнениями баланса вещества, и вносящий в них поправку для определения особенностей поведения конкретного элемента в зависимости от температуры, давления и др. Современные исследования процессов мантийного магмогенеза, как правило, включают численное моделирование, в котором применяются величины K_d из [1]. В то же время результаты изучения мантийных магматических комплексов раннего докембрия [2] свидетельствуют об значительных отличиях термодинамических параметров состояния верхней мантии в то время от современных.

Методы определения K_d редких элементов между твердыми фазами и расплавом развиваются в двух направлениях. Первое подразумевает экспериментальное определение коэффициентов распределения между минералами и расплавом в условиях повышенных температур и давлений, однако количество экспериментального материала настолько мало, что установить природные концентрации редких элементов традиционными для геологии методами пока невозможно. Такая ситуация вынуждает использовать в экспериментах образцы с нереально завышенными концентрациями изучаемых элементов. Второе направление – это изучение распределения редких элементов в породе в целом, в минералах и во вмещающих их матрице. Развитие современных аналитических методов, в частности локального микроанализа геохимии минералов (ионный и протонный микрозонды, лазерная абляция), позволяет детально исследовать распределение примесных компонентов в отдельных минералах. Однако в вулканиках раннего докембрия, как правило, отсутствуют первичные магматические минералы, что обусловлено метаморфическими изменениями этих пород.

В настоящей статье приведены результаты изучения геохимии первично магматических моноклиновых пироксенов из базальтов суйсарской свиты людиковийского надгоризонта Онежской структуры (Центральная Карелия).

В пределах Онежской структуры выделяются следующие надгоризонты: сумийский и сариолийский, образовавшиеся в возрастных пределах 2500–2300 млн лет, ятулийский – 2300–2100 млн лет, людиковийский – 2100–1920 млн лет и калевийский – 1920–1800 млн лет. Отложения людиковийского подразделяются на два отдела. Нижний (заонежская свита) сложен слюдисто-полевошпатовыми, карбонатными и шунгитовыми сланцами, песчаниками и известняками с горизонтами базальтов и их туфов. Верхний отдел представлен суйсарским магматическим комплексом, который включает в себя пикрит-базальтовые осадочно-вулканогенные толщи суйсарской свиты и комагматичные им интрузивные образования: силлы, дайки, некки. Возраст вулканогенных образований – 1975±24 млн лет [3].

Был изучен состав вулкаников суйсарской свиты и моноклиновых пироксенов из них. Материал был отобран в пределах Ангозерской синклинали на юго-западном берегу Кончозера.

Главные компоненты для моноклиновых пироксенов были измерены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ на электронном микроанализаторе COMCAN MX 2500. Содержания РЗЭ определены методом вторично-ионной масс-спектропии (SIMS) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в Институте микроэлектроники и информатики РАН (г. Ярославль). Главные компоненты пород были измерены в Партии ядерных физических методов исследования «Севморгео». Концентрации лантаноидов в них устанавливались методом ICP-ES в химической лаборатории ВСЕГЕИ.

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 04-05-64421).

Вулканыты суйсарской свиты представляют собой мелкозернистые однородные породы серо-зеленого цвета с реликтами подушечной текстуры. Межподушечное пространство выполнено существенно кварцевым терригенным материалом, а в центральных частях «подушек» часто наблюдаются окварцованные ядра. Для вулканитов характерна порфириовидная структура. Порфириовые вкрапленники – это моноклинный пироксен, количество которого не превышает 3% от объема породы. Структура основной массы гиалопилитовая, которая подчеркнута микролитами плагиоклаза. По химическому составу вулканиты варьируют от базальтов до андезитбазальтов с повышенным содержанием TiO_2 и FeO (таблица). Вулканыты заметно обогащены легкими редкоземельными элементами (РЗЭ, $Ce/Yb = 5-7$) при содержании тяжелых лантаноидов на уровне 7–8 нормированных единиц.

Химический состав базальтов суйсарской свиты и моноклинных пироксенов

Компонент	70996 (андезит- базальт)	7099ж (базальт)	7099г (андезит- базальт)	9921-2 (базальт)	70996 (СРх-1)	7099ж (СРх-2)
SiO_2	52,08	49,63	52,10	49,96	52,48	46,95
TiO_2	1,83	1,95	1,83	2,14	0,54	0,92
Al_2O_3	12,37	13,30	12,60	12,95	2,07	2,52
Fe_2O_3	15,19	14,82	14,66	16,29	11,60	13,05
MnO	0,18	0,18	0,17	0,18	0,07	0,31
MgO	4,12	5,26	4,55	5,22	15,40	15,80
CaO	7,48	7,04	7,04	7,04	17,32	19,76
Na_2O	4,25	3,88	4,21	3,34	0,52	0,67
K_2O	0,51	0,46	0,45	0,77	–	–
P_2O_5	0,18	0,16	0,18	0,15	–	–
ппп	1,2	2,8	1,8	1,30	–	–
С у м м а	99,39	99,48	99,59	99,34	100,00	100,00
La	20,20	17,30	16,40	19,50	1,07	2,20
Ce	44,80	37,70	38,80	40,00	4,67	7,74
Pr	5,68	4,71	5,00	5,23	–	–
Nd	21,70	20,00	19,90	22,10	5,13	8,42
Sm	4,89	4,69	4,60	4,67	1,96	3,17
Eu	1,42	1,25	1,16	1,31	0,67	0,97
Gd	5,28	4,62	5,20	4,93	2,70	3,86
Tb	0,73	0,64	0,76	0,67	–	–
Dy	3,97	3,69	3,96	3,96	2,36	3,42
Ho	0,77	0,72	0,83	0,79	–	–
Er	1,91	1,82	2,14	1,91	1,26	1,79
Tm	0,28	0,26	0,28	0,26	–	–
Yb	1,66	1,69	1,72	1,68	1,20	1,64
Lu	0,24	0,25	0,28	0,27	–	–

П р и м е ч а н и е. Главные компоненты указаны в весовых процентах, РЗЭ – в ppm.

При микроскопическом изучении было выделено два морфологических типа вкрапленников моноклинного пироксена. Первый (СРх-1, 70996) – кристаллы размером от 0,5 до 1 мм, встречаются в виде ростков кристаллов изометричной формы. Второй (СРх-2, 7099ж) – кристаллы размером от 0,4 до 0,8 мм, форма призматическая без четких кристаллографических очертаний. По химическому составу (см. таблицу) пироксены порфириовых вкрапленников представляют собой авгит [4].

При изучении содержания главных компонентов для каждого зерна было произведено 7 измерений химического состава по профилю от центра к краю. Зональность в кристаллах клинопироксена отсутствует, поэтому в

таблице приведены усредненные значения составов минералов. Концентрации Na_2O , Al_2O_3 и FeO в СРх-2 выше, чем в СРх-1. По содержанию РЗЭ эти морфологические типы пироксенов резко отличаются (рис. 1). Концентрации всех РЗЭ в СРх-2 выше, чем в СРх-1. Формы спектров РЗЭ у этих пироксенов подобны и характеризуются небольшим обеднением в области легких и тяжелых РЗЭ, а также отчетливой отрицательной Eu -аномалией. Близкое распределение РЗЭ наблюдается в моноклинных пироксенах из архейских коматитов Барбертона [5].

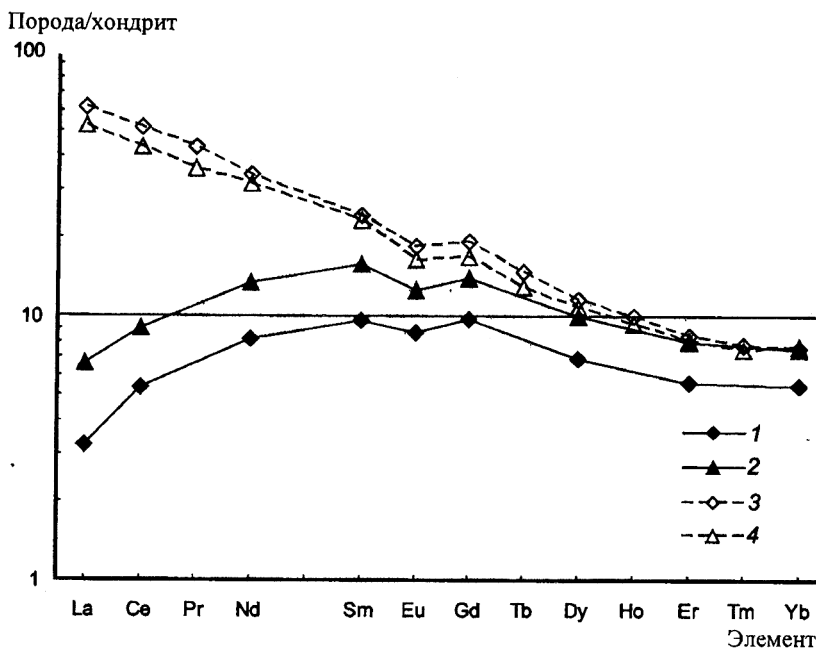


Рис. 1. Содержание РЗЭ в моноклинных пироксенах из базальтов суйсарской свиты. 1 — моноклинный пироксен первого морфологического типа (обр. 70996); 2 — моноклинный пироксен второго морфологического типа (обр. 7099ж); 3 — андезитбазальт (обр. 70996); 4 — базальт (обр. 7099ж).

Для моноклинных пироксенов были рассчитаны температуры кристаллизации с использованием мономинерального геотермометра, предложенного в работе [6]. Для СРх-1 температура кристаллизации составляет 1400°C , а для СРх-2 — 1315°C . Температуры представляют собой усредненные значения для отдельных измерений состава, а ошибки — стандартное отклонение на уровне 2 σ . В то же время температура ликвидуса базальтов, вмещающих эти минералы, рассчитанная по [7], составляет для образца 70996 1080°C , а для образца 7099ж — 1100°C .

Зная состав породы и минералов вкрапленников, а также количество последних, можно определить коэффициенты распределения РЗЭ между пироксеном и сосуществующим расплавом:

Образец	70996	7099ж
Тип	СРх-1	СРх-2
$T, ^\circ\text{C}$	1400	1315
La	0,053	0,127
Ce	0,104	0,205
Nd	0,237	0,421
Sm	0,400	0,676
Eu	0,472	0,774
Gd	0,510	0,836
Dy	0,593	0,926
Er	0,664	0,985
Yb	0,725	0,969

Для этого были использованы концентрации РЗЭ в моноклинном пироксене первого морфологического типа (СРх-1, образец 70996) и в базальте (образец 70996). Количество вкрапленников в образце 70996 составляет 3%. Коэффициенты распределения были получены по формуле $K_d = (\text{концентрация РЗЭ в пироксене}) / (\text{концентрация РЗЭ в расплаве})$, где состав сосуществующего расплава был рассчитан как разность измеренного содержания лантаноидов в базальте и в 3% вкрапленников пироксена. Определение коэффициентов распределения для моноклинного пироксена второго морфотипа (СРх-2, образец 7099ж) проходило по такой же методике, с той лишь разницей, что количество моноклинного пироксена в этом образце составляет 1% (рис. 2).

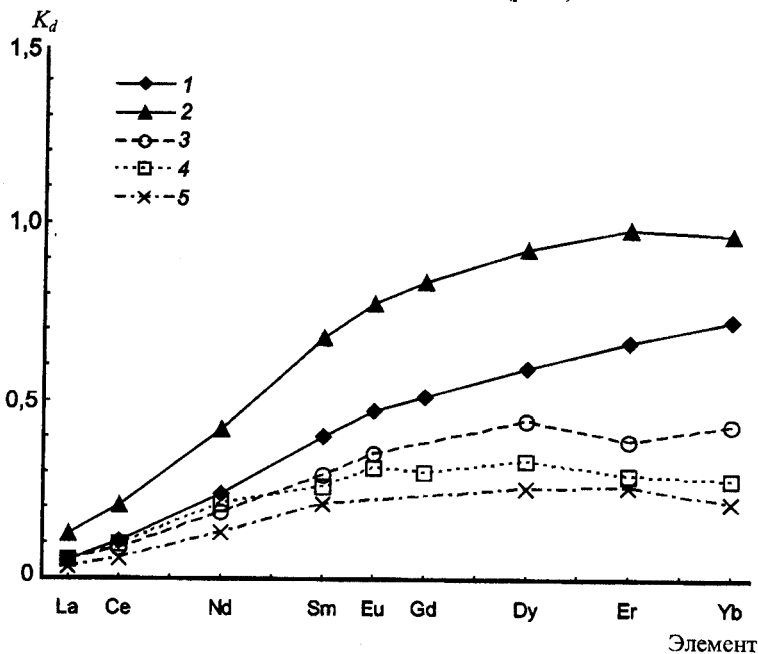


Рис. 2. Коэффициенты распределения между СРх и сосуществующим расплавом, полученные разными авторами.

1, 2 — наши данные: 1 — СРх-1, обр. 70996, 2 — СРх-2, обр. 7099ж; 3–5 — работы: 3 — [1], 4 — [8], 5 — [9].

На основании вышеприведенных данных можно прийти к следующим выводам:

1) на примере базальтов суйсарской свиты впервые рассчитаны величины K_d для раннедокембрийских комплексов Балтийского щита, вычислены температуры кристаллизации пироксенов, которые составляют 1400–1315 °С;

2) для легких РЗЭ полученные коэффициенты распределения близки к определенным в работе [1], в то время как для тяжелых РЗЭ их значения приближаются к 1 (см. рис. 2).

Полученные коэффициенты распределения характеризуют специфику мантийных процессов магмогенерации в раннем докембрии.

Авторы благодарят С. Г. Скублова за помощь в изучении геохимии минералов и А. Б. Вревского за конструктивные замечания.

Summary

Matrenichev A. V., Matrenichev V. A. Clinopyroxene-melt REE partition coefficients in paleoproterozoic basalts of Central Karelia.

The REE partitioning in clinopyroxene from basalts 1,98Ga are studied. The partition clinopyroxene-melt coefficients obtained are similar to those reported from clinopyroxene of Barberton komatiites greemstone belt.

Литература

- Hart S. R., Dann T. Experimental Cpx/melt partitioning of 24 trace elements // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. Vol. 113.
- Вревский А. Б., Матреничев В. А., Ружьева М. С. Петрология коматиитов Балтийского щита и изотопно-

геохимическая эволюция их мантийных источников // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. 3. Куликов В. С., Куликова В. В., Лавров Б. С. и др. Суйсарский пикрито-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск, 1999. 4. Матреничев А. В., Матреничев В. А. Состав моноклинных пироксенов как показатель эволюции базальтов суйсарской свиты (Ц. Карелия) // Материалы XVI конференции молодых ученых, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР проф. К. О. Кратца. Апатиты, 2005. 5. Parman S. W., Shimizu N., Grove T. L., Dann J. C. Constraints on the pre-metamorphic trace element composition of Barberton komatiites from ion probe analyses of preserved clinopyroxene // Contrib. Mineral. Petrol. 2003. Vol. 144. 6. Mercier J-C. C. Single-pyroxene thermobarometry // Thectonophysics. 1980. Vol. 70. 7. Nesbet E. G., Cheadle M. J., Arndt H.T. at all. Constraining potential temperature of arcaean mantl: review of the evidence from komatiites // Lithus. 1993. Vol. 34, N 1/3. 8. McKenzie D., O'Nions R. K. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations // J. Petrol. 1991, Vol. 32, N 5. 9. Sobolev A. V., Gurenko A. A., Shimizu N. Ultra-depleted melts from Iceland: data from melt inclusion studies // Mineral. 1994, Mag. 58A.

Статья поступила в редакцию 15 июня 2006 г.