

## ВЫСОКОБАРИЕВАЯ СЛЮДА В ОЛИВИНИТАХ ГУЛИНСКОГО МАССИВА (Маймеча-Котуйская провинция, Сибирь)

Л.Н. Когарко<sup>1</sup>, И.Д. Рябчиков<sup>2</sup>, Д.В. Кузьмин<sup>3,4</sup>

<sup>1</sup> Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,  
119991, Москва, ул. Косыгина, 19, Россия

<sup>2</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия

<sup>3</sup> Max Planck Institut für Chemie, 27 Joh.-Joachim-Becher-Weg, Mainz, 55128, Germany

<sup>4</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

Впервые обнаружен высокобариевый флогопит (около 11 мас. % BaO) в оливините из Гулинской интрузии, входящей в Маймеча-Котуйскую провинцию ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. Бариевая слюда ассоциируется с поздней ассоциацией минералов оливинита — клинопироксеном, титаномагнетитом, апатитом и ильменитом.

Высокобариевая разновидность является ранней генерацией флогопита. В ходе магматической кристаллизации слюды происходит падение концентрации бария. Поздняя генерация флогопита представлена низкобариевой разновидностью.

Высокие отношения Ba/K на ранних стадиях эволюции мантийной магматической системы, являющиеся необходимой предпосылкой появления высокобариевых минералов, являются отражением протекания процессов магнообразования на больших глубинах и участия процессов мантийного метасоматизма в формировании геохимических характеристик родоначальных магм.

*Бариевый флогопит, Гулинская интрузия, оливиниты, мантийный метасоматизм.*

## HIGH-BA MICA IN OLIVINITES OF THE GULI MASSIF (Maimecha–Kotui province, Siberia)

L.N. Kogarko, I.D. Ryabchikov, and D.V. Kuz'min

High-Ba (~11 wt.% BaO) phlogopite was found for the first time in olivinites of the Guli intrusion in the Maimecha–Kotui province of ultrabasic alkaline rocks and carbonatites. The high-Ba mica occurs in assemblage with a paragenesis of olivinite minerals — clinopyroxene, titanomagnetite, apatite, and ilmenite.

High-Ba mica is an early phlogopite generation. Its magmatic crystallization led to a decrease in Ba content. Low-Ba mica is a late phlogopite generation. The high Ba/K ratios at the early stages of evolution of a mantle magmatic system are necessary for the formation of high-Ba minerals and point to magma formation at great depths and the contribution of mantle metasomatism to the geochemical characteristics of parental magmas.

*Ba-phlogopite, Guli intrusion, olivinite, mantle metasomatism*

## ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время известно пять высокобариевых слюд—черникит ( $\text{BaV}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$  [Ankinovich et al., 1973], анандит ( $\text{BaFe}_3^{+2}\text{Fe}^{+3}\text{Si}_3\text{O}_{10}\text{S}(\text{OH})$  [Pattiaratchi et al., 1967], киношталит ( $\text{BaMg}_3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$  [Yoshii et al., 1973], феррикиношталит ( $\text{BaFe}_3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$  [Guggenheim, Frimmel, 1999], гантерит ( $\text{Ba}_{0.5}(\text{Na},\text{K})_{0.5}\text{Al}_2(\text{Si}_{2.5}\text{Al}_{1.5}\text{O}_{10})(\text{OH})_2$  [Graeser et al., 2003]. Кроме того, описаны высокобариевый флогопит, мусковит и биотит [Wendlandt, 1977; Mansker et al., 1979; Gaspar, Wyllie, 1982; Hetherington et al., 2003]. Наиболее высокие содержания бария в изверженных породах наблюдаются в карбонатитах и формациях повышенной щелочности. В нефелинитах океанических островов и континентов в последние годы описаны оксикиношталиты, содержащие до 16 % BaO [Kogarko et al., 2005]. Нами впервые в оливинитах Гулинского массива была обнаружена высокобариевая слюда.

## КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЯ ГУЛИНСКОГО МАССИВА И ОПИСАНИЕ ИССЛЕДОВАННЫХ ОБРАЗЦОВ

Гулинский массив занимает территорию между реками Котуй и Маймеча и расположен на границе Сибирской платформы и Хатангского прогиба. Массив имеет овальную форму 35 × 45 км и включает

породы, перекрытые четвертичными отложениями, и занимает площадь 1500—1600 км<sup>2</sup> [Егоров, 1991]. Согласно геофизическим данным, массив имеет практически вертикальные контакты и, по-видимому, трубообразную форму [Егоров, 1991]. Вмещающими породами массива являются щелочные эффузивы, включающие потоки меймечитов. Гулинский массив, так же как и другие ультраосновные-щелочные массивы провинции, формировался в несколько фаз (табл. 1).

Оливиниты, содержащие высокобариевую слюду, принадлежат комплексу дунитов и отличаются от них присутствием титаномагнетита и ильменита вместо хромистой шпинели. Оливиниты состоят в основном из идиоморфных кристаллов оливина, реже встречается пироксен, выполняющий промежутки между выделениями оливина. Порода имеет ярко выраженный кумулятивный характер (рис. 1, *а*).

Выделения оливина образуют каркас породы, промежутки заполнены интерстициальными кристаллами ильменита, титаномагнетита, апатита и слюды. Слюда представлена двумя генерациями. Более ранняя слюда образует вытянутые и изометричные кристаллы, расположенные в промежутках между выделениями оливина (рис. 1, *б*). Особенностью этой слюды является очень сильный плеохроизм от желтого до ярко-оранжевого. Более поздняя слюда выделяется в виде ксеноморфных агрегатов, почти бесцветная, выполняет прожилки, обрастает выделения оливина и более ранней слюды.

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение концентраций главных элементов проводилось в Институте химии им. Макса-Планка (Майнц, Германия) на микроанализаторе Jeol Jxa 8200 Superprobe. Измерения проводили при ускоряющем напряжении 15 кВ, силе тока 12 нА, время накопления сигнала для всех элементов составляло 60 с на пике и 30 с на измерение фона. Для расчета концентрации был использован ZAF метод коррекции. В качестве стандартов брали природные и синтетические оксиды и минералы (P&H Developments Ltd.), калибровочные стандарты для электронного зонда, блок стандартов ГЕО и набор стандартов

Таблица 1. Последовательность формирования Гулинского массива

Фаза интрузии	Субфаза	Порода
7	4	Доломитовые карбонаты
	3	Мелкозернистые кальцитовые карбонаты
	2	Крупнозернистые кальцитовые карбонаты
	1	Фоскориты и рудные фоскориты
6		Граниты
5	2	Микрошонкиниты
	1	Агпаитовые сиениты, кварцевые сиениты
4		Ййолиты и ййолит-пегматиты
3	3	Якупирангиты и мельтейгиты
	2	Нефелиниты и оливиновые нефелиниты, нефелиновые пикриты, слюдяные пироксеновые пикриты
	1	Мельтейгиты, малиньиты, шонкиниты
2		Мелелитовые породы
1	2	Рудные пироксениты (косьвиты), оливиновые пироксениты, перидотиты
	1	Дуниты

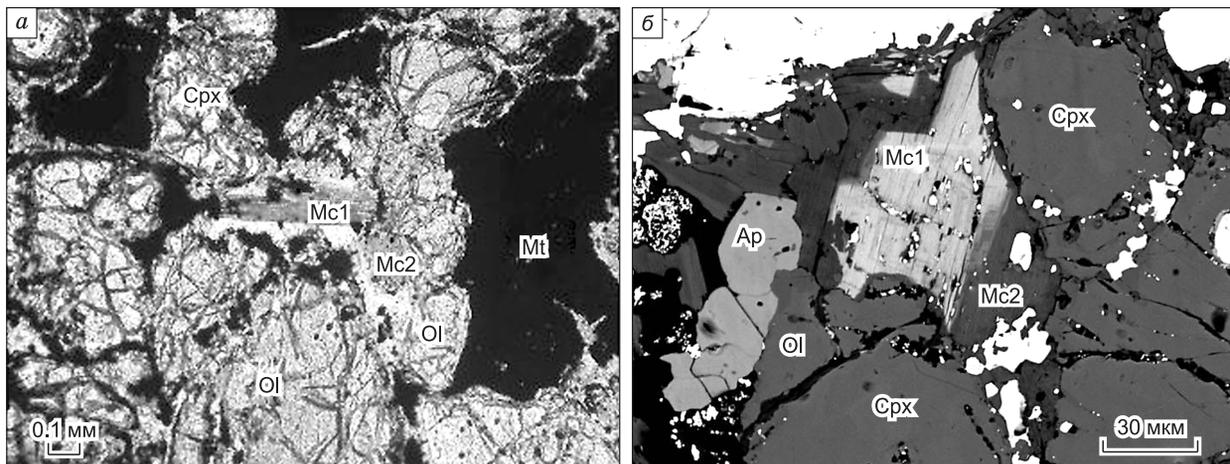


Рис. 1. Выделение высокобариевой слюды в оливините (*а*). Фотография в отраженных электродах (*б*).

Mc — высокобариевая слюда, Ap — апатит, Cpx — клинопироксен, Ol — оливин, Mt — магнетит.

Таблица 2. Составы минералов (мас. %) оливинита из Гулинского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	30.88	37.71	37.49	39.33	38.89	48.97	47.04	53.52	40.39
TiO <sub>2</sub>	11.57	10.24	9.39	0.05	0.10	3.05	4.01	0.93	2.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.30	14.59	13.63	0.01	0.08	3.44	4.68	0.41	1.83
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не ан.	Не ан.	Не ан.	0.01	0.02	0.49	0.23	0.14	0.26
FeO	7.93	6.85	6.70	15.37	16.03	4.38	5.25	3.77	16.30
MgO	15.76	18.63	18.80	44.60	43.39	14.51	13.66	16.30	31.82
CaO	0.03	0.04	0.26	0.23	0.92	23.06	23.18	24.01	6.39
Na <sub>2</sub> O	0.22	0.22	0.29	Не ан.	Не ан.	0.93	0.87	0.68	0.23
K <sub>2</sub> O	5.56	8.56	9.55	»	»	0.01	0.02	0.01	0.18
NiO	Не ан.	Не ан.	Не ан.	0.16	0.15	0.03	0.03	0.03	0.16
MnO	0.07	0.04	0.04	0.32	0.32	0.08	0.08	0.05	0.27
CoO	Не ан.	Не ан.	Не ан.	0.02	0.02	Не ан.	Не ан.	Не ан.	Не ан.
BaO	10.80	1.96	0.06	Не ан.	Не ан.	»	»	»	0.001
F	0.98	1.62	1.45	»	»	»	»	»	Не ан.
Cl	0.01	0.02	0.06	»	»	»	»	»	»
F, Cl = O	0.41	0.70	0.62	—	—	98.96	99.05	99.85	100.78
Сумма	99.7	99.78	97.10	100.10	99.92	0.85	0.83	0.88	0.78
Mg/(Mg + Fe)	0.78	0.83	0.83	0.84	0.83	—	—	—	—

Примечание. 1 — высокобариевая слюда, 2 — краевая зона высокобариевой слюды, 3 — низкобариевая слюда из того же образца, 4 — центр зерна оливина, 5 — край зерна оливина, 6 — центр зерна клинопироксена, 7 — край зерна клинопироксена, 8 — низкотитанистый клинопироксен, 9 — валовый состав оливинита. Не ан. — не анализировалось.

Смитсониевского института для электронного зонда [Jarosewich et al., 1980], Ba калибровали по бариту. Для контроля точности и правильности измерений был использован стандарт роговой обманки (Hornblende USNM 143965, [Jarosewich et al., 1980]), который измерялся как неизвестный в процессе анализа. Элементные карты были выполнены при ускоряющем напряжении 15 кВ силе тока 20 нА с шагом 0.5 мкм. Измерения интенсивностей сигнала проводили на позиции пика измеряемого элемента в течение 100 мс в каждой точке.

Валовые пробы дунитов и оливинитов в виде стекол были проанализированы с помощью масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме с лазерным отбором вещества.

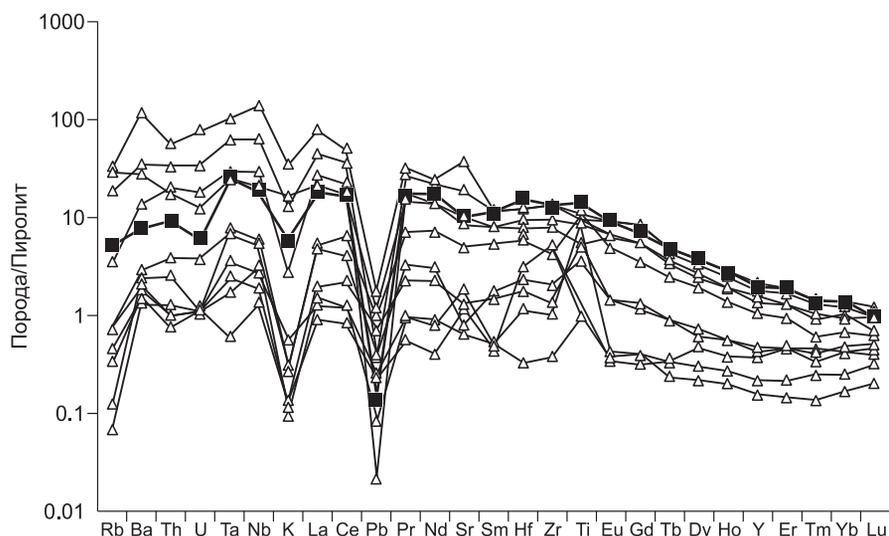
## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты микронзондовых анализов породообразующих и акцессорных минералов представлены в табл. 2. В этой же таблице приведен макроэлементный состав исследованного образца.

Данные по элементам-примесям в высокомагнезиальных гулинских породах, включая исследованный образец, приведены в табл. 3 и показаны на рис. 2. Нормализованные многоэлементные диаграммы для оливинитов и дунитов сходны с аналогичными диаграммами для меймечитов [Соболев и др., 2009]. Характерна относительная обогащенность максимально несовместимыми элементами, отсутствие танталовых и ниобиевых аномалий и заметные минимумы для свинца и калия. Эти особенности спайдер-диаграмм указывают на отсутствие контаминации коровым материалом, а калиевый минимум, по-видимому, объясняется высокими давлениями магмообразования, когда калий может в заметных количествах входить в кристаллическую решетку пироксенов.

Исследованная более ранняя слюда характеризуется высокими концентрациями бария (свыше 10 % BaO), магния (до 15.7 %), алюминия (до 16.3 %) и титана (до 11.5 %). Формула высокобариевой слюды рассчитывалась на 22 кислорода:  $(K_{0.57}Ba_{0.33}Na_{0.04}Ca_{0.01})_{0.95}(Mg_{1.84}Ti_{0.66}Fe_{0.52})_{3.02}[(Si_{2.45}Al_{1.52})_{3.97}O_{10.00}](O_{1.01}(OH)_{0.71}F_{0.28})_{2.00}$  и  $(K_{0.56}Ba_{0.33}Na_{0.03})_{0.92}(Mg_{1.85}Ti_{0.68}Fe_{0.52})_{3.05}[(Si_{2.43}Al_{1.51})_{3.94}O_{10.00}](O_{0.96}(OH)_{0.80}F_{0.24})_2$ .

Изоморфные замещения в структуре слюды следующие:  $Ti^{+4} \rightarrow Mg$ ,  $O^{-2} \rightarrow OH$ ,  $F$ ,  $Ba \rightarrow K$ ,  $Al \rightarrow Si$ . Расчеты показывают, что высокобариевая слюда оливинитов Гулинского плутона является бариевым флогопитом. Краевая зона проанализированного кристалла высокобариевой слюды содержит более низкие содержания BaO (около 2 %). Слюда с высоким содержанием BaO находится в тесной ассоциации с клинопироксеном, титаномагнетитом, ильменитом и апатитом (см. рис. 1, а, б; 3). Поздняя слюда из того же образца практически не содержит бария и по составу близка к флогопиту. Таким образом, в процессе



**Рис. 2. Многоэлементная диаграмма (спайдер-диаграмма) распределения элементов-примесей в оливинитах и дунитах Гулинского массива по данным табл. 3.**

Квадраты — оливинит с высокобариевым флогопитом. Нормализация по микрокомпонентному составу пиролита [Palme, O'Neill, 2003].

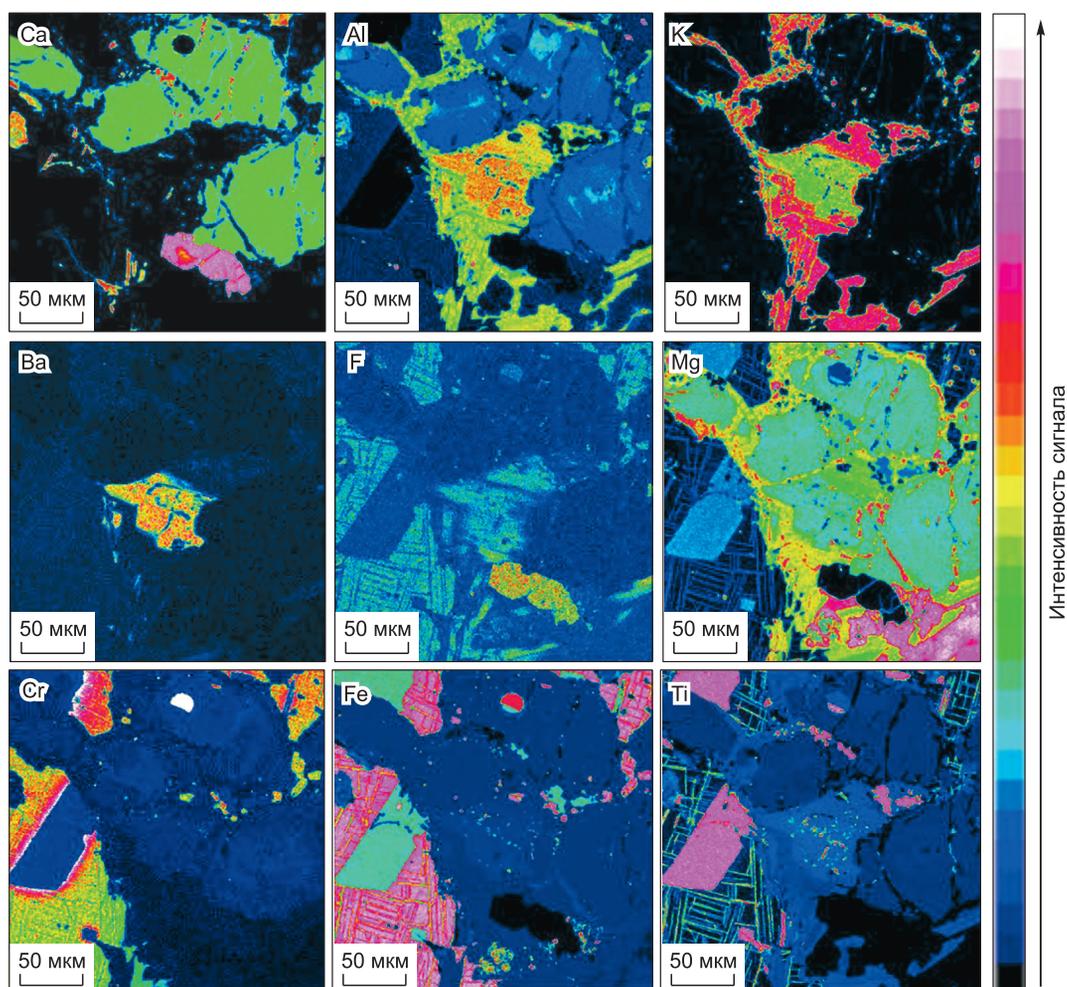
кристаллизации оливинита бариевый флогопит значительно фракционирует барий, содержание которого резко падает в минералообразующей среде на поздних этапах формирования пород.

Нахождение бариевого флогопита в оливинитах Гулинской интрузии очень интересный факт, так как дуниты и оливиниты массива обычно заметно деплетированы в отношении редких элементов (табл. 3). По всей вероятности исследованные оливиниты являются продуктом длительной дифференциации исходной магмы, когда редкие несовместимые элементы значительно накапливаются в остаточной жидкости. Это находится в согласии с высокой железистостью и повышенными содержаниями кальция оливинов исследованного оливинита. Обзор данных по составам слюд показывает, что в щелочных магмах высокобариевые слюды встречаются довольно часто [Kogarko et al., 2005]. В оливиновых нефелинитах о. Фернандо-ди-Наронья нами обнаружена слюда, содержащая 15.49 % BaO [Kogarko et al., 2005]. Н.В. Соболевым с соавторами [Sobolev et al., 1997] описан флогопит из включений в алмазах, содержащий 0.79 % BaO.

Чтобы понять причины возникновения высокобариевых минералов в оливиновых породах Гулинского массива, рассмотрим вариации отношений  $BaO/K_2O$  от содержаний MgO в валовых составах пород (рис. 4). Как видно, эти отношения для всех образцов превышают уровень примитивной мантии, при этом максимальные значения  $BaO/K_2O$  характерны для наиболее магнезиальных пород. В ходе кристаллизации ранних минералов (оливин, пироксен, шпинелиды) из высокомагнезиальных магм отношение  $BaO/K_2O$  остается постоянным, так как коэффициенты распределения бария и калия для этих минералов близки к нулю. Остаточные расплавы достигают условий насыщения в отношении слюды и вследствие того, что коэффициент распределения бария для слюды значительно выше, чем для калия, на ранних стадиях появляется высокобариевый флогопит. В дальнейшем захват бария слюдой приведет к снижению отношений  $BaO/K_2O$ .

Из близости коэффициентов распределения бария и калия к нулю в ходе раннего магматического процесса (до начала выделения калиевых минералов) следует, что на этой стадии отношение  $BaO/K_2O$  должно оставаться постоянным. Обогащенность барием отдельных порций примитивной (высокомагнезиальной) магмы могла быть следствием предшествовавших процессов мантийного метасоматизма, а также процессов разделения элементов в ходе фракционного плавления мантийного вещества. Вероятность подобной интерпретации подтверждается находками высокобариевых слюд в ксенолитах мантийных пород, испытавших воздействие мантийного метасоматизма [Kogarko et al., 2001, 2005, 2007].

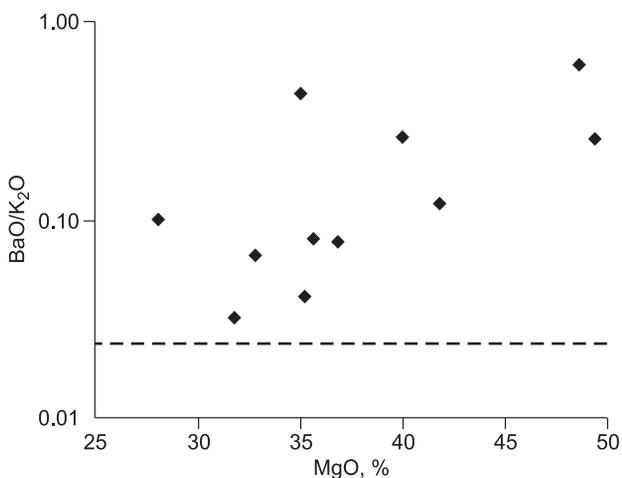
При очень высоких давлениях калий начинает входить в состав клинопироксенов [Рябчиков, Ганев, 1990; Edgar, Vukadinovic, 1993], а коэффициент распределения бария при этом оказывается значительно более низким. Это подтверждается экспериментальными данными и расчетами на основе моделей, учитывающих энергию деформации кристаллической решетки при изоморфных замещениях [Hauri et al., 1994; Wood, Blundy, 2003]. Вследствие этого при давлениях порядка 7 ГПа и очень низких степе-



**Рис. 3. Карты распределения элементов в участке оливинита с зерном высокобариевого флогопита.**

Высокобариевая слюда отчетливо видна на карте Ba. Клинопироксен слагает зерна с высокими содержаниями Ca и Mg и повышенными содержаниями натрия. Зерно титаномагнетита диагностируется по максимальным содержаниям железа и пластинчатым вросткам ильменита. Зерно ильменита, включенное в титаномагнетит, отличается максимальным содержанием титана. Апатит диагностируется по максимальным содержаниям кальция и фтора. В одном из зерен клинопироксена присутствует включение хромшпинелида, хорошо различимое по высоким содержаниям хрома и железа.

В ходе частичного плавления возникают расплавы с аномально высокими Ba/K отношениями. Эти близкородственные расплавы, скорее всего, имеют карбонатный состав, и они, по всей вероятности, являются агентами бариевого метасоматизма. В результате воздействия подобных расплавов происходит флогопитизация мантийных перидотитов. Последующее частичное плавление флогопитизированных пород приведет к непрерывному возрастанию содержания бария в остаточных флогопитах и сосуществующих с ними расплавах, так как барий будет преимущественно удерживаться слюдой до тех пор, пока флогопит будет присутствовать в рестите



**Рис. 4. Зависимость весового отношения BaO/K<sub>2</sub>O от содержания MgO в оливинсодержащих породах Гулинского массива.**

Штриховая линия — отношение BaO/K<sub>2</sub>O для примитивной мантии [Palme, O'Neill, 2003].

Таблица 3. Составы дунитов и оливинитов интрузии Гули в отношении главных элементов (мас. %) и элементов примесей ( $10^{-4}$  мас. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	41.75	40.62	40.89	40.69	41.92	37.24	38.39	38.99	40.88	40.21	40.39
TiO <sub>2</sub>	0.19	1.21	2.06	0.72	0.19	1.56	1.12	1.78	2.50	2.17	2.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.16	1.49	2.91	0.39	0.17	1.00	0.61	1.52	1.39	2.40	1.83
FeO	7.16	11.83	11.54	17.62	8.14	21.19	24.04	16.33	17.44	15.31	16.30
MnO	0.13	0.20	0.21	0.28	0.20	0.26	0.30	0.22	0.23	0.22	0.27
MgO	49.36	41.83	35.63	39.95	48.63	36.86	35.02	35.21	28.01	32.73	31.82
CaO	0.98	2.53	5.01	0.29	0.93	0.66	2.20	5.48	9.84	5.87	6.39
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.04	0.41	0.04	0.01	0.04	0.07	0.22	0.22	0.31	0.23
K <sub>2</sub> O	0.00	0.09	1.13	0.01	0.00	0.02	0.00	0.53	0.01	0.41	0.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.22	0.17	0.03	0.01	0.02	0.02	0.10	0.02	0.18	0.09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.81	0.41	0.13	0.35	0.47	3.46	0.56	0.42	0.26	0.31	0.26
NiO	0.35	0.25	0.22	0.26	0.36	0.29	0.26	0.21	0.16	0.19	0.16
Сумма	100.92	100.72	100.31	100.63	101.03	102.6	102.59	101.01	100.96	100.31	100.87
Mg#	0.92	0.86	0.85	0.80	0.91	0.76	0.72	0.79	0.74	0.79	0.78
Rb	0.08	4.04	38.49	0.83	0.14	0.39	0.83	33.88	0.52	21.45	5.96
Ba	1.66	15.90	134.37	3.27	2.71	2.05	2.38	31.94	1.50	39.75	8.79
Th	0.78	20.79	58.71	4.05	2.62	1.06	1.03	17.92	1.32	34.25	9.67
U	1.33	19.69	86.23	4.05	1.10	1.28	1.24	13.30	1.20	36.43	6.57
Nb	1.34	29.09	137.19	5.33	3.19	2.64	1.88	20.90	5.97	63.40	18.75
Ta	0.70	34.25	118.30	7.94	2.01	4.13	2.94	28.77	8.90	72.58	29.77
La	1.02	30.68	89.49	5.39	1.70	1.45	2.25	23.66	6.03	50.80	20.31
Ce	0.96	25.62	56.60	4.62	1.44	1.38	2.53	20.91	7.54	40.93	19.09
Pb	0.25	0.02	1.90	0.41	0.09	0.27	0.74	1.27	1.07	0.40	0.15
Pr	0.64	19.70	36.18	3.72	1.12	1.07	2.56	17.54	8.00	30.35	18.71
Nd	0.45	16.44	27.44	3.51	0.90	0.99	2.53	15.70	8.11	25.70	19.42
Sr	1.31	9.70	42.92	0.92	2.07	0.73	1.46	11.64	5.65	21.73	11.61
Sm	0.49	9.02	12.77	2.00	0.55	0.59	1.68	9.36	5.97	13.48	12.20
Zr	6.01	9.07	15.25	2.26	0.44	1.15	1.53	10.74	4.74	14.97	13.91
Hf	3.58	8.84	14.19	2.64	0.37	1.30	1.99	10.61	6.72	13.95	17.81
Eu	0.39	7.25	10.20	1.66	0.42	0.48	1.62	7.37	5.47	10.30	10.33
Ti	1.21	6.40	11.15	4.28	1.19	10.31	5.98	10.66	14.03	12.24	16.72
Gd	0.36	6.23	9.44	1.32	0.44	0.45	1.50	6.30	4.01	9.02	8.18
Tb	0.41	3.87	4.93	1.02	0.27	0.38	1.00	4.12	2.82	5.43	5.34
Dy	0.53	2.79	3.79	0.69	0.24	0.34	0.82	3.04	2.17	4.14	4.24
Ho	0.43	2.12	2.84	0.63	0.23	0.31	0.62	2.20	1.57	3.18	3.03
Y	0.43	1.52	2.03	0.48	0.17	0.24	0.52	1.72	1.18	2.36	2.17
Er	0.52	1.49	1.85	0.52	0.16	0.25	0.56	1.46	1.06	2.14	2.13
Tm	0.51	1.03	1.47	0.38	0.15	0.28	0.48	1.20	0.68	1.63	1.52
Yb	0.47	1.17	1.41	0.46	0.19	0.29	0.55	1.03	0.77	1.55	1.54
Lu	0.46	0.81	1.24	0.51	0.23	0.36	0.57	1.10	0.70	1.39	1.11

Примечание. Mg# = Mg/(Mg + Fe) (ат.). 1—7 — дуниты, 8—11 — оливиниты, 11 — исследованный оливинит с высокобариевой слюдой.

[Ionov et al., 1997]. Иными словами, самые первые выплавки будут относительно обеднены барием, который удерживается кристаллической решеткой флогопита, а по мере развития этого процесса концентрации бария как в остаточном флогопите, так и в сосуществующем расплаве будут расти, достигая максимума в момент резорбции последних чешуек слюды.

Поступление в магматическую камеру порций расплава разных стадий частичного плавления метасоматизированного мантийного источника объясняет существенные вариации концентраций бария и других несовместимых элементов в минералах и породах.

То, что обогащение мантийных пород барием происходит в результате процессов с участием карбонатных расплавов, доказываемая их высокой экстрагирующей способностью в отношении бария и стронция, продемонстрированной экспериментально [Veksler et al., 1998].

Предложенный механизм формирования первичных магм с высокими отношениями ВаО/К<sub>2</sub>О может реализовываться в рамках трехстадийной модели: появление частичных выплавов, обогащенных несовместимыми элементами, в астеносфере, миграция их в литосферу, где они затвердевают в межзерновом пространстве более тугоплавких пород (в нижней части литосферы должны преобладать гарцбургиты), и, наконец, после достаточного прогрева основания литосферы, частичное плавление в ней пород, обогащенных на предыдущей стадии несовместимыми элементами, летучими и легкоплавкими компонентами и, по-видимому, частично флогопитизированных. Подобная модель была предложена ранее для объяснения геохимических характеристик кимберлитов и меймечитов [Когарко, Рябчиков, 1995; Kogarko, Ryabchikov, 2000; Рябчиков и др., 2002, 2009; Рябчиков, Гирнис, 2005; Соболев и др., 2009].

В связи с вышесказанным, можно также отметить, что высокобариевый характер магматизма является признаком участия магм, сформировавшихся при экстремальных давлениях, отвечающих условиям основания континентальной литосферы.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Впервые обнаружен высокобариевый флогопит в оливините из Гулинской интрузии, входящей в Маймеч-Котуйскую провинцию ультраосновных щелочных пород и карбонатитов.

2. Бариевая слюда ассоциируется с поздней ассоциацией минералов оливинита — клинопироксеном, титаномagnetитом, апатитом и ильменитом.

3. Высокобариевая разновидность является ранней генерацией флогопита. В ходе магматической кристаллизации слюды происходит падение концентрации бария. Поздняя генерация флогопита представлена низкобариевой разновидностью.

4. Высокие отношения Ва/К на ранних стадиях эволюции мантийной магматической системы, являющиеся необходимой предпосылкой появления высокобариевых минералов, являются отражением протекания процессов магмообразования на больших глубинах и участия процессов мантийного метасоматизма в формировании геохимических характеристик родоначальных магм.

### ЛИТЕРАТУРА

**Егоров Л.С.** Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере маймеч-котуйского комплекса Полярной Сибири). М., Недра, 1991.

**Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д.** Условия генерации меймечитовых магм (Полярная Сибирь) по геохимическим данным // Геохимия, 1995 (12), с. 1699—1709.

**Рябчиков И.Д., Ганеев И.И.** Изоморфное замещение калия в клинопироксенах при высоких давлениях // Геохимия, 1990, № 1, с. 3—12.

**Рябчиков И.Д., Гирнис А.В.** Происхождение низкокальциевых кимберлитовых магм // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (12), с. 1223—1233.

**Рябчиков И.Д., Соловова И.П., Когарко Л.Н., Брай Г.П., Нтафлос Т., Симакин С.Г.** Термодинамические параметры генерации меймечитов и щелочных пикритов Маймеч-Котуйской провинции (по данным изучения расплавных микровключений) // Геохимия, 2002 (11), с. 1139—1150.

**Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Соловова И.П.** Физико-химические условия магмообразования в основании Сибирского плюма по данным исследования расплавных микровключений в меймечитах и щелочных пикритах Маймеч-Котуйской провинции // Петрология, 2009, т. 17 (3), с. 311—323.

**Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г.** Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1293—1334.

**Ankinovich S.G., Ankinovich Y.A., Rozdestvenskaya I.V., Frank-Kamenetsky V.A.** Chernykhite, a new barium-vanadium mica from northwestern Karatau // Int. Geol. Rev., 1973, v. 15, p. 641—647.

**Edgar A.D., Vukadinovic D.** Potassium-rich clinopyroxene in the mantle — an experimental investigation of a K-rich lamproite up to 60 Kbar // Geochim. Cosmochim. Acta, 1993, v. 57, p. 5063—5072.

**Gaspar J.C., Wyllie P.J.** Barium phlogopite from the Jacupiranga carbonanite, Brazil // Amer. Miner., 1982, v. 67, p. 997—1000.

**Graesser S., Hetherington C.J., Gieré R.** Ganterite, a new barium-dominant analogue of muscovite from the Berisal complex, Simplon region, Switzerland // Canad. Miner., 2003, v. 41, p. 1271—1280.

**Guggenheim S., Frimmel H.E.** Ferrokinochitalite, a new species of brittle mica from the Broken Hill mine, South Africa: structural and mineralogical characterization // Canad. Miner., 1999, v. 37, p. 1445—1452.

- Hauri E.H., Wagner T.P., Grove T.G.** Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts // *Chem. Geol.*, 1994, v. 117, p. 149—166.
- Hetherington C.J., Gieré R., Graeser S.** Composition of barium-rich white micas from the Berisal complex, Simplon region, Switzerland // *Canad. Miner.*, 2003, v. 41, p. 1281—1291.
- Ionov D.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.** Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle // *Chem. Geol.*, 1997, v. 141, p. 153—184.
- Jarosewich E.J., Nelen J.A., Norberg J.A.** Reference samples for electron microprobe analyses. *Geo-standards Newsletter* // *J. Geostand. Geoanal.*, 1980, v. 4, p. 43—47.
- Kogarko L.N., Ryabchikov I.D.** Geochemical evidence for meimechite magma generation in the subcontinental lithosphere of Polar Siberia // *J. Asian Earth Sci.*, 2000, v. 18, p. 195—203.
- Kogarko L.N., Kurat G., Ntaflou T.** Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernando de Noronha Island, Brazil // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 140, p. 577—587.
- Kogarko L.N., Uvarova Y.A., Sokolova E., Hawthorne F.C., Ottolini L., Grice J.D.** Oxykinoshitalite, a new species of mica from Fernando de Noronha Island, Pernambuco, Brazil: occurrence and crystal structure // *Canad. Miner.*, 2005, v. 43, № 5, p. 1501—1510.
- Kogarko L.N., Kurat G., Ntaflou T.** Henrymeyerite in the metasomatized upper mantle of eastern Antarctica // *Canad. Miner.*, 2007, v. 45, № 3, p. 497—501.
- Mansker W.L., Ewing R.C., Kell K.** Barian-titanian biotites in nephelinites from Oahu, Hawaii // *Amer. Miner.*, 1979, v. 64, p. 156—159.
- Palme H., O'Neill H.S.C.** Cosmochemical estimates of mantle composition // *Treatise on Geochemistry*, v. 2 (The Mantle and Core) / Ed. R.W. Carlson, Elsevier, 2003, p. 1—38.
- Pattiaratchi D.B., Saari E., Sahama T.G.** Anandite, a new barium iron silicate from Wilagedera, North Western Province, Ceylon // *Miner. Mag.*, 1967, v. 36, p. 1—4.
- Sobolev N., Kaminsky F., Griffin W., Efimova E., Win T., Ryan C., Botkinov A.** Mineral inclusions in diamond from the Sputnik kimberlite pipe, Yakutia // *Lithos*, 1997, v. 39, p. 135—157.
- Veksler I.V., Petibon C., Jenner G.A., Dorfman A.M., Dingwell D.B.** Trace element partitioning in immiscible silicate—carbonate liquid systems: an initial experimental study using a centrifuge autoclave // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, p. 2095—2104.
- Wendlandt R.F.** Barium-phlogopite from Jaystack Butte, Highwood Mountains, Montana // *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, 1977, v. 76, p. 534—539.
- Wood B.J., Blundy J.D.** Trace element partitioning under crustal and uppermost mantle conditions: the influences of ionic radius, cation charge, pressure, and temperature // *Treatise on geochemistry*, v. 2, ed. R.W. Carlson, Elsevier, 2003, p. 395—424.
- Yoshii M., Maeda K., Kaiq T., Watanabe T.** Kinoshitolite, a new mineral from the Noda-Tamagawa mine, Iwate Prefecture // *Chigaku Kenkyu*. 1973, v. 24, p. 181—190.

*Рекомендована к печати 23 марта 2012 г.  
Н.В. Соболевым*

*Поступила в редакцию  
28 декабря 2011 г.*