

наблюдаются в опытах с флюидом, содержащим карбонат и хлорид или карбонат, сульфат и хлорид, и подобны содержаниям ниобия в лопаритах из дифференцированного комплекса Ловозерского массива. Наименьшее содержание ниобия (1.5-2.5 мас.%) в составе лопарита выявляется в опытах с чисто карбонатным составом флюида. При $T=1200^{\circ}\text{C}$ и $P=2$ кбар содержания ниобия в составе лопаритов в целом более высокие, чем при $T=840^{\circ}\text{C}$ и $P=1.5$ кбар, что, вероятно, можно объяснить большей транспортной способностью флюидной фазы при повышении температуры..

При низкой температуре ($400-450^{\circ}\text{C}$) кристаллизация лопарита проводилась в щелочной среде (с добавлением раствора NaOH). Получены мелкие выделения лопарита, в которых по содержанию ниобия прослеживается аналогичная закономерность. Это свидетельствует о важной роли фторидных комплексов для транспорта ниобия в щелочных системах.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 06-05-64904 и гранта «Ведущие научные школы» НШ-2849.2006.5.

Литература

1. Векслер И.В., Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фазовые равновесия в системе лопарит-нефелин // Геохимия. 1983. № 8, с. 1203-1208.
2. Векслер И.В., Когарко Л.Н., Сенин В.Г. Состав равновесных фаз в системе лопарит-нефелин // Геохимия. 1985. № 5, с. 599-607.
3. Векслер И.В., Когарко Л.Н., Кригман Л.Д., Сенин В.Г. Кристаллизация лопарита из лувритового расплава в сухих и водонасыщенных условиях // Геохимия. 1989. № 2, с. 181-191.
4. Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И., Шкандрий Б.О. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука. 1977. 216 с.
5. Маракушев А.А., Граменицкий Е.Н., Коротаев М.Ю. Петрологическая модель эндогенного рудообразования // Геология рудных месторождений. 1983. № 1, с. 3-20.
6. Kogarko L.N., Williams C.T., Wooley A.R. Chemical evolution and petrogenetic implications of loparite in the layered, aegirite Lovozero complex, Kola Peninsula, Russia // Mineral. and Petrol. 2002. V. 74, pp. 1-24.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МЕГАКРИСТАЛЛОВ ИЗ БАЗАНИТОВЫХ ТРУБОК ВЗРЫВА СЕВЕРО-МИНУСИНСКОЙ ВПАДИНЫ (ХАКАСИЯ, РОССИЯ)

Тимина Т.Ю., Мальковец В.Г.

*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, timina@uiggm.nsc.ru,
vomal@uiggm.nsc.ru*

В щелочных базальтоидах широко распространены обломки крупных (более 1 см) мономинеральных включений – мегакристаллов. Большинство мегакристаллов представляют собой включения, родственные вмещающим базальтам, и являются продуктами фракционирования близкой по составу магмы на глубине. Для щелочных базальтов наиболее характерны мегакристаллы клинопироксена, полевого шпата, керсутита, изредка встречаются ортопироксен, флогопит, шпинель, гранат, ильменит, корунд, циркон и апатит.

В юго-западном обрамлении Сибирской платформы в пределах Северо-Минусинской впадины располагается верхнемеловой ареал щелочнобазальтового вулканизма, который представлен в настоящее время, в основном, корневыми системами вулканических аппаратов (жерловые фации, некки, дайки). В трубках взрыва Северо-Минусинской впадины представлен широкий спектр мегакристаллов, среди которых наиболее распространенными являются клинопироксен, полевой шпат и ильменит. В трубке Тергешская также встречаются мегакристаллы граната, а в трубке Бараджульская – биотита.

Мегакристаллы граната были обнаружены только в трубке Тергешская. По химическому составу они относятся к пироп-альмандиновому ряду ($Mg\# = 0.65-0.77$) с высоким содержанием TiO_2 (до 0.7 мас.%). По сравнению с пиропами гранат-шпилевых лерцолитов, мегакристаллы имеют более низкую железистость и практически не содержат Cr_2O_3 . Характер распределения редких элементов типичен для граната с обеднением LREE (Рис.1).

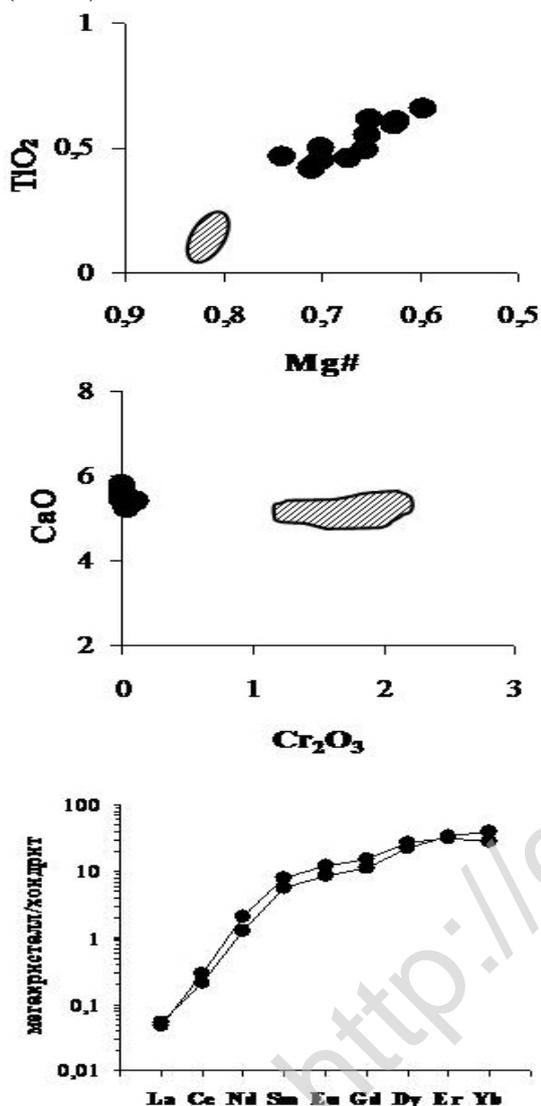


Рис.1 Химический (мас.%) и редкоземельный (ppm) составы мегакристаллов граната из трубки Тергешская. Заштрихованной областью показано поле составов пиропов из гранат-шпилевых лерцолитов. Содержания REE нормированы на хондрит [1].

при этом в авгитах трубки Беле содержания редких земель значительно выше. В более глубоких мегакристаллах из трубок Тергешская и Конгаровская в большей степени проявляется отрицательная Zr-аномалия и истощение HFSE.

Состав мегакристаллов полевого шпата соответствует анортоклазу (Рис.3) с незначительными вариациями (в мас.%): $SiO_2 = 64.3-66.8$, $Al_2O_3 = 18.7-20.3$, $FeO = 0.12-0.20$, $CaO = 0.4-1.5$, BaO до 0.48, SrO до 0.8, $Na_2O = 7.4-8.6$, $K_2O = 3.2-6.2$. Содержания MgO , MnO и TiO_2 не превышают 0.01 мас.%. Следует отметить, что для полевых шпатов из трубки

Клинопироксен мегакристовой ассоциации по своему составу соответствует высокоглиноземистому авгиту. Химический состав мегакристаллов варьирует в широких пределах: $Mg\# = 0.56-0.86$, $Al_2O_3 = 5-15.5$ мас.%, $Na_2O = 0.5-2.5$ мас.%. На вариационных диаграммах они образуют протяженный тренд, за исключением мегакристаллов авгита из трубки Беле (Рис. 2). Большая часть мегакристаллов из трубки Беле попадает в область тренда клинопироксенов базанитов (фенокристов и Ti-авгитов основной массы). Мегакристаллы из трубки Красноозерская являются наиболее глиноземистыми ($Al_2O_3 = 7-15.5$ мас.%) и содержат пониженные концентрации Na_2O (до 1.5 мас.%).

Отношение Al^{VI}/Al^{IV} в мегакристаллах клинопироксена можно использовать в качестве индикатора давлений кристаллизации [2]. Мегакристаллы клинопироксена отличаются более высокими отношениями Al^{VI}/Al^{IV} по сравнению с клинопироксенами базанитов. На диаграмме $Al^{VI} - Al^{IV}$ все мегакристаллы попадают в поле «гранулиты и глубинные включения в базальтах», что свидетельствует об их относительно высокобарической кристаллизации (Рис.2). Давление образования клинопироксенов мегакристовой ассоциации, оцененное с помощью клинопироксенового барометра Нимиса [3], соответствует 14.5-16.0 и 15.5-16.5 кбар для мегакристаллов авгитов тр. Конгаровская и тр. Тергешская, соответственно. Для мегакристаллов авгита из тр. Беле и Красноозерской давление образования несколько ниже и составляет 8.5-13.5 кбар.

В авгитах отмечается пониженное содержание Ва, отрицательные аномалии по Nb, Zr и Sr. По мере увеличения железистости в пределах тренда происходит накопление LREE,

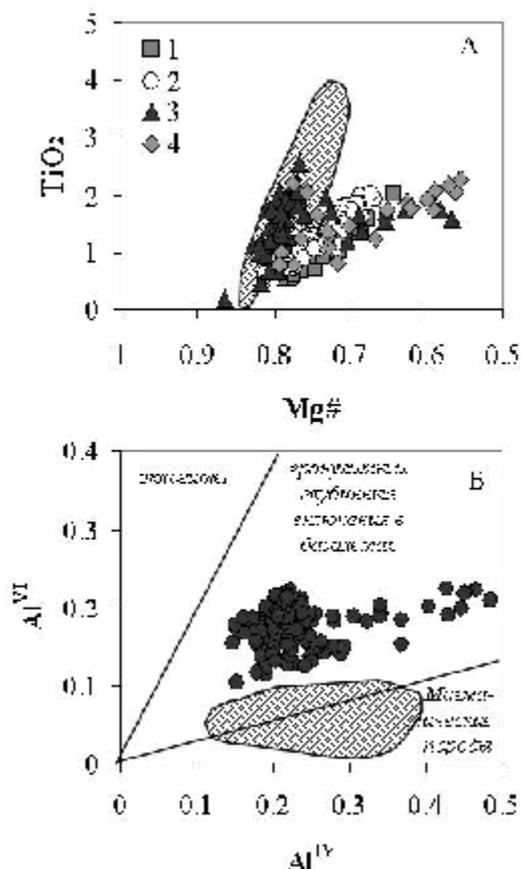


Рис.2. А – Химический состав (мас.%) мегакристаллов клинопироксена: 1 – тр. Конгаровская; 2 – тр. Тергешская; 3 – тр. Беле; 4 – тр. Красноозерская. Б – Диаграмма $Al^{VI}-Al^{IV}$ для мегакристаллов авгита. Границы между полями показаны по [2]. Заштрихованной областью показано поле составов клинопироксена из базанитов (фенокристы + клинопироксен основной массы).

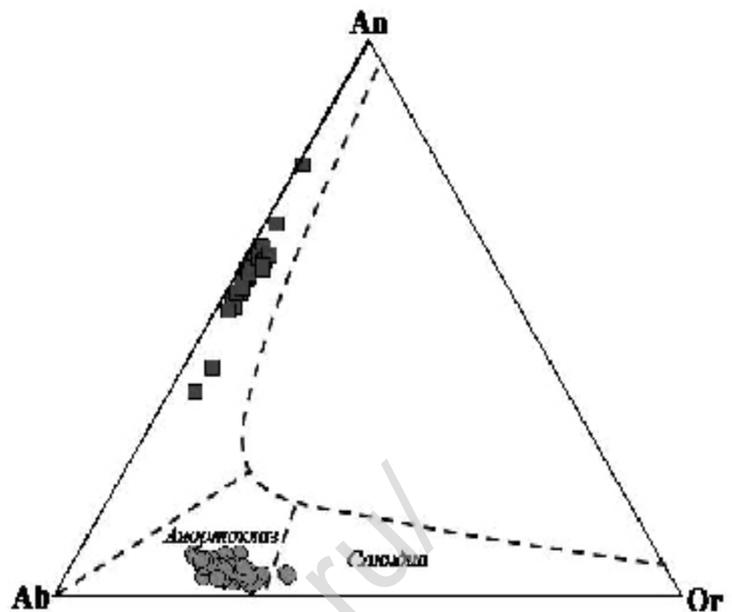


Рис.3. Состав мегакристаллов полевого шпата (кружки) и плагиоклазов основной массы базанитов (квадраты).

Тергешская характерны более высокие содержания K_2O (4-6.2 мас.%) при отсутствии SrO , в то время как полевые шпаты из трубок Красноозерская и Беле содержат 3.5 – 4.5 мас.% K_2O и до 0.8 мас.% SrO . По-видимому, они кристаллизовались из магм проэволюционировавших в большей степени, чем магма, из которой кристаллизовались мегакристаллы анортоклаза Тергешской трубки.

Мегакристаллы слюды были обнаружены в трубке Бараджульская. Состав мегакристлов слюды соответствует биотиту ($Mg\#$ – 0.35-0.45) с высокими содержаниями TiO_2 (6.3-7.2 мас.%), BaO (0.5-0.9 мас.%). Содержание F и H_2O – 0.4-0.7 и 0.8 мас.%, соответственно. Дефицит воды и галогенов, связанный, по-видимому, с высоким содержанием титана, также отмечают для слюд в щелочных базальтах других регионов [4]. Содержания Rb_2O и Li_2O не превышают 0.03 мас.%. На спектрах распределения редких земель в биотитах наблюдается небольшое обогащение LREE и в некоторых случаях положительная Eu аномалия (Рис.4). Вместе с тем, отмечают высокие содержания сильно несовместимых элементов (Rb , Ba) и обогащение Sr и Ti . Необходимо отметить высокое содержание HFSE в мегакристаллах биотита. В трех образцах отмечают общие повышенные концентрации редкоземельных элементов, и при этом отсутствует Eu-аномалия.

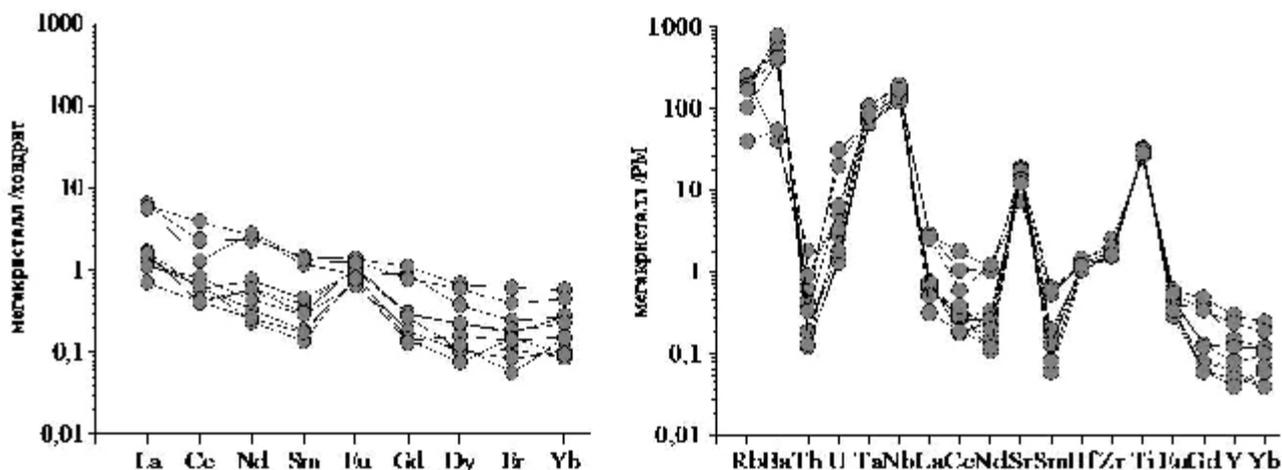


Рис.4. Диаграммы распределения редких элементов в мегакристаллах биотита из трубки Бараджульская. Содержания редких земель нормированы на хондрит [1], редких элементов – к составу примитивной мантии [5].

Одним из наиболее достоверных методов определения последовательности кристаллизации мегакристовых фаз является изучение сростков мегакристаллов и их химического состава на вариационных диаграммах с магнезиальностью.

В трубке Красноозерская были обнаружены уникальные сростки анортоклаза с ильменитом. Взаимоотношение этих фаз показывает, что ильменит является более ранней фазой (Рис.5). Ранее подобные сростки не описывались. Такие находки позволяют существенно уточнить место ильменита и полевого шпата в последовательности кристаллизации мегакристаллов.

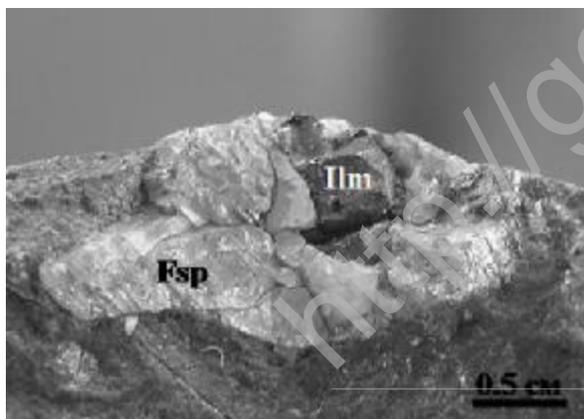


Рис.5. Сросток мегакристаллов анортоклаза и ильменита в базаните трубки Красноозерская. Fsp – анортоклаз, Ilm – ильменит.

Согласно полученным данным последовательность образования мегакристаллов вероятно была следующей: гранат → авгит → ильменит → полевоый шпат → биотит(?). Кристаллизация мегакристаллов авгита происходила в широком диапазоне давлений (8.5-16.5 кбар). Положение биотита в последовательности кристаллизации однозначно определить нельзя, вероятнее всего, оно зависит от содержания воды в расплаве. Ранее в базальтоидах Витимского плато были описаны клинопироксен-ильменит-биотитовые сростки [6]. Таким образом, биотит может быть “сквозным” минералом и кристаллизоваться совместно с клинопироксеном и ильменитом.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 06-05-65015), СО РАН (интеграционный проект 6.15), а также Фонда содействия отечественной науке (Тимина Т.Ю.).

Литература

1. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Henderson P. (Ed.). Rare earth element geochemistry, Amsterdam: Elsevier, 1984. p. 63-114.
2. Aoki K., Shiba L. Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinimegata, Japan // Lithos. v.6. 1973. p.41-51.

3. *Nimis P.* Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems // *Contrib. Mineral. Petrol.*. 1999. v.135. p. 62-74.
4. *Рябчиков И.Д., Коваленко В.И., Диков Ю.П., Владыкин Н.В.* Мантийные титансодержащие слюды: состав, структура, условия образования, возможная роль в генезисе калиевых щелочных магм // *Геохимия*. 1981. №6. с. 873-888.
5. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins. Geol. Soc. Spec. Publ.*. 1989. v. 42. p. 313-345.
6. *Litasov K.D., Taniguchi H.* Mantle evolution beneath Baikal rift. *Tohoku: Tohoku University*, 2002. v.5. 221p.

ЩЕЛОЧНЫЕ БАЗИТЫ КАК ИНДИКАТОРЫ КИМБЕРЛИТОВОЙ АКТИВНОСТИ НА ПРИМЕРЕ СРЕДНЕ - МАРХИНСКОГО РАЙОНА ЯКУТИИ

*Томшин М.Д., * Лапин А. В ***

** Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, geo@yakutia.ru*

*** Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Москва, lapin@imgre.ru*

При исследовании базитового магматизма кратонных областей возникает ряд проблем, касающихся формационной однородности этого магматизма и его взаимоотношений с проявлениями щелочных ультраосновных пород и прежде всего кимберлитов. Некоторые из этих проблем, в частности, возможность выделения особого, отличного от классических траппов типа базитов, ассоциирующихся с кимберлитами, могут иметь поисковое значение. Одним из реальных путей решения этих проблем может служить изучение базитов на территории их совместного нахождения с кимберлитами и сравнение этих базитов с классическими проявлениями внутриплитного основного магматизма – траппами платформенных синеклиз.

К таким территориям относится Средне - Мархинский район Якутии, расположенный в северо-западном борту Вилюйской палеорифтовой структуры, к которой приурочен Вилюйско-Мархинский пояс базитовых даек, а так же два поля алмазоносных кимберлитов – Накынское и Малоботуобинское. Проявления кимберлитового и базитового магматизма контролируются различными системами трещин, приоткрывание которых происходило в ходе близких по времени, но различных импульсов активизации разломов Вилюйской палеорифтовой системы. Согласно [1,3] дайки базитов контролируются Ботуобинским и Дьяхтарским разломами, параллельными простиранию палеорифта, в то время как структурами, контролирующими размещение кимберлитов являются Диагональный разлом.

В развитии базитового магматизма выделяется два этапа [2]. К раннему этапу относится формирование подавляющей части долеритов Вилюйско-Мархинского дайкового пояса, которые внедрились до кимберлитов. Второй этап – послекимберлитовый проявляется в развитии калиевых щелочных базитов, которые интродуцируют кимберлиты. Этот этап завершается становлением эксплозивных тел щелочных базитов, которые пространственно и по времени тесно связаны с силами, дайками и интрузивными телами щелочных базитов.

Базиты Средне-Мархинского района относятся к среднепалеозойской эпохе магматизма, к которой принадлежат и кимберлиты этого района. По времени формирования они существенно оторваны от позднепалеозойских – раннемезозойских траппов (250-210 млн лет), доминирующих на Сибирской платформе. По геологическим данным и изотопному датированию для магматитов Средне-Мархинского района устанавливаются следующие временные рубежи формирования: 1) базиты Вилюйско-Мархинского дайкового пояса, 387-362 млн лет (докимберлитовые); 2) кимберлиты – 369-346 млн лет; 3) калиевые щелочные базиты, пространственно тяготеющие к телам кимберлитов – 340-321 млн лет; 4) эксплозивные брекчии, связанные с щелочными базитами – 312-306 млн лет [3].