

ФОРМИРОВАНИЕ МЕГАКРИСТОВОЙ МИНЕРАЛЬНОЙ АССОЦИАЦИИ В КИМБЕРЛИТАХ: МАГМАТИЧЕСКИЕ НИЗКОХРОМИСТЫЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ВЫСОКОХРОМИСТЫЕ МЕГАКРИСТЫ ИЗ ТРУБКИ ГРИБА, АРХАНГЕЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Носова¹ А.А., Голубкова² А.Б.

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, e-mail: nosova@igem.ru

² Institute of Geochemistry and Petrology, ETH Zurich, e-mail: anastasia.golubkova@erdw.ethz.ch

Ассоциация мегакристовых минералов – обычно крупных гранатов (Gar), клинопироксенов (Cpx), ильменитов (Ilm), флогопитов (Phl), оливинов (Ol), ортопироксенов (Opx) – в кимберлитах привлекает повышенное внимание исследователей, поскольку представляет наиболее высоко-Т, наиболее глубинные производные кимберлитовой (протокимберлитовой) магмы. Несмотря на то, что генетическая связь мегакристов с кимберлитами не вызывает сомнений у большинства исследователей, природа этой связи остается дискуссионной. Среди мегакристов принято выделять две ассоциации: высоко-Сг и низко-Сг, минералы второй по отношению к первой обеднены хромом и магнием, но обогащены кальцием.

Мегакристы низко-Сг ассоциации встречаются гораздо чаще, чем мегакристы высоко-Сг ассоциации (Kopylova et al., 2009; Kostrovitsky et al., 2008; Moore, Belousova, 2005). Обычно мегакристы представлены отдельными кристаллами, реже их сростками, при этом в них присутствуют минералы только одной ассоциации: высоко- либо низко-Сг. В очень редких случаях в одном фрагменте мегакристовой породы устанавливаются минералы обеих ассоциаций, при этом они имеют реакционные взаимоотношения (Moore, Belousova, 2005).

Граничные содержания Cr_2O_3 , разделяющие гранаты низко-Сг и высоко-Сг ассоциаций, варьируют в различных кимберлитовых проявлениях и обычно составляют около 5 вес.%, но в кимберлитах Джерико, где присутствуют обе ассоциации, эта граница близка к 2.0 вес. % Cr_2O_3 (0.3-1.8 вес.% Cr_2O_3 в низко-Сг гранатах и 2.8-6.0 вес.% Cr_2O_3 в высоко-Сг гранатах (Kopylova et al., 2009). Определяющим для одновременного выделения гранатов двух ассоциаций является четкий разрыв в содержаниях Cr_2O_3 в несколько вес.%.

Изучение редких находок мегакристовых сростков, содержащих минералы обеих ассоциаций, позволяет рассмотреть их происхождение, непосредственно связанное с формированием вмещающих кимберлитов. Нами был исследован сросток (фрагмент мегакристовой породы) из кимберлитов трубки Гриба, расположенной в Архангельской провинции (север Восточно-Европейского кратона). Ранее мегакристы из этой высокоалмазоносной трубки были описаны в работе (Kostrovitsky et al., 2004) и отнесены к высоко-Сг ассоциации, также было сделано предположение об их кристаллизации из протокимберлитового расплава.

Петрографическая характеристика мегакристовой породы. Изученный нами фрагмент мегакристовой породы (размером 3×4 см), отвечающий по минеральному составу ильменит-гранатовому клинопироксениту, имеет крупнозернистую неравномернозернистую гранобластовую, участками коронарную структуру. Он сложен хромдиопсидом (до 15 мм), гранатом (более 2 мм), ильменитом (около 10 мм) и флогопитом, а также серпентиновым агрегатом. Внешние зоны граната представлены сростаниями граната с хромдиопсидом и содержат включения ильменита. Гранат окружен каймами флогопита, который также встречается в виде совместных с кальцитом включений в хромдиопсиде. Пространство между зернами граната, хромдиопсида и ильменита выполнено серпентином, содержащим зерна барита, титанита и кальцита.

Слагающий сросток минеральный агрегат по структурным особенностям может быть разделен на три ассоциации. Ассоциация $Gar1+Cpx1+Ilm1+Phl1$ (низко-Сг) слагает основную ткань породы, при этом $Gar1$, $Cpx1$ и $Ilm1$ образуют крупные зерна, а флогопит обрастает их, заполняя интерстиции. $Gar1$ и $Gar2$ сохраняется в виде доменов в крупных зернах,

замещенных ассоциацией $\text{Gar3}+\text{Cpx2}+\text{Ilm2}+\text{Ru}$ (высоко-Cr), которая формирует мелкозернистый агрегат, иногда симплектитового типа, развивающийся по Gar1 и Gar2 (высоко-Cr) как в форме зоны сплошной перекристаллизации от края к центру кристаллов, так и в виде короны, а также сети прожилков внутри зерен. При этом Gar1 и Gar2 сохраняются в виде реликтовых доменов преимущественно в центральных частях перекристаллизованных зерен (Gar1) и часто нескольких разобщенных доменов (Gar2). Наиболее внешняя часть зерен (кайма) Gar2 имеет более плотное строение. Таким образом, в строении зерен Gar2 различается реликтовый центральный домен с зональным строением, широкая промежуточная зона, сложенная агрегатом $\text{Gar3}+\text{Cpx2}+\text{Ilm2}+\text{Ru}$, и плотная кайма. Наконец, $\text{Carb}+\text{Phl2}$ присутствуют в виде жилок и включений в более ранних минералах. Особенности зерен гранатов сложного строения свидетельствуют о неравновесных соотношениях и имевших место процессах замещения и перекристаллизации при образовании мегакристовой породы.

Методика изучения составов минералов. Определение составов минералов выполнено методом EPMA, микроэлементный состав хромдиоксида и граната изучен методом SIMS. Определения изотопного состава кислорода были выполнены на установке фторирования с лазерным нагревом и газовым масс-спектрометре DELTA^{plus}, Finnigan.

Составы минералов. Все минералы изученного сростка имеют составы (как в отношении основных компонентов, так и элементов-примесей), типичные для мегакристов из кимберлитов. *Основные компоненты.* Ассоциация $\text{Gar1}+\text{Cpx1}+\text{Ilm1}+\text{Phl1}$ может быть отнесена к низкохромистым мегакристам. Gar1 при $\text{Mg}\# = 0.82-0.79$ обогащен Ti (TiO_2 от 1.34 до 3.24 вес. %), Na (Na_2O от 0.13 до 0.26 вес. %), Fe^{3+} ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ от 0.27 до 0.48) и резко обеднен хромом (Cr_2O_3 от 1.27 до 1.73 вес. %). Присутствующий в этой ассоциации Cpx1 ($\text{Mg}\# = 0.92-0.88$) содержит 0.41-1.01 вес. % Cr_2O_3 , 0.72-1.91 вес.% Al_2O_3 и 0.96-1.44 вес.% $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$.

Зерна Ilm1 гомогенны по составу, но иногда наблюдается увеличение содержания Mg и Cr (2.19-2.70 вес. % Cr_2O_3) в краевых частях кристаллов. Домены Gar2 по сравнению с Gar1 при близкой $\text{Mg}\#$ (0.81-0.78) отличаются высоко-Cr составом: Cr_2O_3 варьирует от 3.03 до 4.37 вес. %. Они также характеризуются повышенными содержаниями TiO_2 (от 1.34 до 2.30 вес. %) и умеренными Na_2O (0.11-0.13 вес. %) при $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ в пределах 0.16-0.19. Согласно этим характеристикам Gar2 принадлежит к мегакристам высокохромистой ассоциации. Ассоциация $\text{Gar3}+\text{Cpx2}+\text{Ilm2}$ также отвечает высокохромистым мегакристам. Gar3 содержит 2.80-4.26 вес. % Cr_2O_3 при $\text{Mg}\# = 0.78-0.80$, содержания TiO_2 (0.58-1.71 вес. %), Na_2O (0.09 вес. %) и $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ (0.12) близки к таковым в Gar2 . Cpx2 отличается от Cpx1 более высокими содержаниями Cr_2O_3 (1.06-1.63 вес. %), Al_2O_3 (2.53-3.45 вес. %) и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (1.57-1.92 вес. %). Ilm2 , напротив, содержит меньше Cr_2O_3 (1.62-2.04 вес. %), чем Ilm1 .

Зональность в гранатах. Особенностью как низкохромистого Gar1 , так и высокохромистого Gar2 является хорошо выраженная зональность в распределении Mg, Fe, Cr и других компонентов. Зональность имеет преимущественно осцилляторный характер, с зонами различной ширины (5-50 мкм). Эти зоны могут быть конформны границам зерен (насколько можно судить по сохранившимся реликтовым доменам), но в большинстве случаев имеют диффузный, пятнистый характер, причем иногда можно проследить их связь с жилками, выполненными мелкозернистым агрегатом с Gar3 . В сохранившихся доменах низкохромистого Gar1 центральные части имеют $\text{Mg}\# = 0.79-0.80$, тогда, как в краевых частях $\text{Mg}\#$ несколько повышается до 0.80-0.82. В этом же направлении происходит уменьшение содержаний TiO_2 и Na_2O , падение отношения $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, концентрация Cr_2O_3 ведет себя незакономерно. В доменах высокохромистого Gar2 центральные части имеют $\text{Mg}\# = 0.79-0.80$, в краевых частях $\text{Mg}\#$ варьирует от 0.78 до 0.81. При этом краевые части обогащаются Cr_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , в них возрастает $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$. Состав высокохромистого Gar3 из мелкозернистых агрегатов близок к центральным частям Gar2 .

Элементы-примеси. Распределение элементов-примесей в Gar1 и Gar2 весьма сходно и типично для гранатов мегакристовой ассоциации. Они обогащены слабо

фракционированными средними-тяжелыми РЗЭ и резко деплетированы La и Ce. Как для высоко-Cr Gar2, так и для низко-Cr Gar1 на мультиэлементных диаграммах характерны отрицательные аномалии Sr и обогащение Zr и Hf, а также Nb относительно La. Распределение РЗЭ в Gar3 отличается обогащением легкими лантаноидами, в результате спектр приобретает синусоидальный характер, значение отношения La/Ybn повышается до 0.2-0.6 в отличие от типичного для мегакристов значения La/Ybn около 0.01, наблюдаемого в Gar1 и Gar2. Мультиэлементные спектры Gar3 в области «совместимых» элементов (Nd-Yb) совпадают со спектрами гранатов Gar1 и Gar2, но в области несовместимых элементов (от Rb до Sr) они сильно различаются за счет обогащения Gar3 этими элементами.

Клинопироксены также характеризуются сходным с мегакристовым распределением элементов-примесей. Мультиэлементные диаграммы Cpx имеют типичный «колоколообразный» вид: в них наблюдается обогащенность в области La-Ti с характерной отрицательной аномалией Zr и умеренное деплетирование в области тяжелых РЗЭ. Обращают на себя внимание положительные аномалии Sr и K. Спектры РЗЭ характеризуются очень сильно фракционированным характером, с резким обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых лантаноидов.

Изотопный состав кислорода в мегакристах. Клинопироксены характеризуются значениями $\delta^{18}\text{O} = 5.31-5.56 \text{ ‰}$, флогопит – 6.29 ‰ , ильмениты – $3.88-4.02 \text{ ‰}$, а гранаты отличаются повышенными (по сравнению с характерными для мантийных минералов) значениями $\delta^{18}\text{O} = 5.85-6.92 \text{ ‰}$. Такие значения $\delta^{18}\text{O}$ обычно наблюдаются в гранатах эцлогитовых парагенезисов из кимберлитов, для источника которых – субдуцированной океанической коры – предполагаются низко-Т изменения (Riches et al., 2010). Для гранатов эцлогитовых парагенезисов из трубки Гриба были получены значения $\delta^{18}\text{O}$ в интервале $4.05-5.64 \text{ ‰}$ (Malkovets et al., 2008).

Оценки P-T параметров формирования мегакристов. Оценки условий образования мегакристовой ассоциации были выполнены с использованием двух подходов: геотермометра на основании содержаний Ni в гранате (Canil, 1999) и клинопироксенового геотермобарометра (Nimis, Taylor, 2000). Первый предполагает равновесное с оливином распределение Ni в гранате; поскольку в нашем случае оливин не сохранился, в расчетах было принято содержание Ni $2900 \pm 360 \text{ ppm}$, типичное для мантийных оливинов (Ryan et al., 1996); использовались содержания Ni в гранате (только в гомогенных частях доменов), полученные методом EPMA. Аналогичный расчет был выполнен и для мегакристов граната из трубки Гриба, составы которых приведены в работе (Kostrovitsky et al., 2004). Полученные значения температур лежат в интервале $1220-1598^\circ\text{K}$, первые отвечают мегакристам из (Kostrovitsky et al., 2004), вторые – нашему случаю. Рассчитанные с помощью геобарометра (Cr-in-Cpx, Nimis, Taylor, 2000) P для Cpx1 составили 60-62 кбар при $T = 1598^\circ\text{K}$ и P = 40-56 кбар при $T = 1220^\circ\text{K}$. Геотермометр (enstatite-in-cpx, Nimis, Taylor, 2000) при расчете с учетом полученных давлений дает для Cpx1 интервал T в $1320-1361^\circ\text{K}$. Учитывая многочисленные допущения, принятые в расчетах, средние параметры формирования мегакристовой ассоциации можно с осторожностью оценить в P около 50 кбар и T около 1100°C ; в таком случае эти параметры несколько выше средней геотермы архейских кратонов $41 \pm 11 \text{ mW/m}^2$ (Rudnick et al., 1998). Образование ламелей рутила в ильмените Ilm1 происходило при температурах не ниже $1000-1100^\circ\text{C}$ и фугитивности кислорода $\Delta\lg f\text{O}_2(\text{NNO}) - 3.7$ при давлении порядка 40 кбар (Голубкова и др., 2012).

Процессы диффузии и перекристаллизации. Как известно, зональное строение не характерно для минералов мегакристовой ассоциации; зональными бывают гранаты из деформированных перидотитов, приближающиеся по составу к мегакристам (Burgess and Harte, 2004). Редкие случаи зонального строения были описаны для гранатов из мегакристовых сростков кимберлитов Джерико, образовавшихся за счет метасоматической переработки перидотитов (Korylova et al., 2009), а также в мегакристах из кимберлитов Файетт (Hunter, Taylor, 1984), образованных при смешении высоко- и низко-Cr протокимберлитовых магм.

Текстурно-структурные соотношения минеральных фаз в изученном фрагменте мегакристовой породы и гетерогенность их состава, проявленная в первую очередь в гранатах, свидетельствуют, что порода испытала метасоматические преобразования. Отчетливо выраженная зональность в гранатах (сохранность этой зональности свидетельствует, что окончательное формирование породы произошло незадолго до внедрения кимберлитов) имеет, на наш взгляд, различное происхождение. Распределение Mg и Cr в зональных кристаллах граната может быть ключом к пониманию природы зональности: в случае ростовой (магматической) зональности следует ожидать понижения концентраций Cr по мере снижения Mg#, тогда, как в случае диффузионной (реакционной) зональности возможны обратные соотношения (Hunter, Taylor, 1984). В доменах низко-Cr Gar1 наблюдается тенденция к снижению Cr/(Cr+Al) по мере уменьшения значений Mg#; в высоко-Cr доменах Gar2, напротив, отчетливо выражен рост Cr/(Cr+Al) при падении Mg#. Можно полагать, что в доменах Gar1 сохранилась реликтовая ростовая зональность, несколько нарушенная за счет взаимодействия с метасоматизирующим высоко-Cr агентом (расплавом, флюидом). Домены Gar2 представляют результат замещения этим агентом исходного Gar1. Изменения в ходе взаимодействия низко-Cr ассоциации с высоко-Cr метасоматизирующим агентом, природа которых не ясна (возможно, возрастание отношения порода/расплав или доли CO₂-флюида в составе агента?) привели к тому, что процессы диффузионного замещения сменились растворением и кристаллизацией высоко-Cr ассоциации Gar3+Cr_x2+Ilm2.

Расплавы (флюиды), равновесные с мегакристаллами. Геохимический характер расплавов, которые могли быть в равновесии с Cr_x, был оценен путем расчета с использованием K_d для карбонатитовых (данные экспериментальных исследований Klemme et al., 1995; Blundy, Dalton, 2000) и кимберлитовых (Fujimaki, Tatsumoto, 1984) расплавов. По сравнению с первичными кимберлитовыми расплавами трубки Джерико (Price et al., 2000) полученные составы расплавов отличаются наличием положительных Sr и K аномалий. Подобные аномалии отмечались в спектрах модельных расплавов, полученных для кимберлитов Дайвик (Agaño et al., 2009). Можно с осторожностью предположить, что расплавы, формировавшие мегакристаллы ранней ассоциации, характеризовались повышенной долей CO₂, и, возможно, K₂O (поскольку как Cr_x, так и модельные расплавы имеют положительную K аномалию).

Выводы. Изученный фрагмент мегакристовой породы из кимберлитов трубки Гриба содержит минералы как низкохромистой, так и высокохромистой ассоциаций, включающих зональные гранаты в сложных реакционных соотношениях. На основании проведенных исследований составов минералов можно сделать следующие предварительные предположения: 1) ранняя низко-Cr ассоциация была сформирована путем кристаллизации из сильно фракционированного протокимберлитового расплава с повышенной долей CO₂; 2) более поздняя высоко-Cr ассоциация формировалась метасоматическим путем за счет механизмов диффузии и перекристаллизации при взаимодействии с новой порцией кимберлитового расплава, ассимилировавшей большую долю перидотитового материала.