

4. Gainov R.R., Dooglav A.V., Pen'kov I.N., Mukhamedshin I.R., Savinkov A.V., Mozgova N.N. Copper valence, structural separation and lattice dynamics in tennantite (fahlore): NMR, NQR and SQUID studies // Phys. Chem. Minerals. 2008. V.35. P.37-48.
5. Gainov R.R., Dooglav A.V., Pen'kov I.N., Evlampiev I.A., Orlova A.Yu. Contribution of NQR-spectroscopy in studies of some complex sulfides // Abstracts of IV International Conference EUROMAR "Magnetic Resonance for the Future". 2008. St. Petersburg, Russia, 6-11 July, P.58.
6. Gainov R.R., Dooglav A.V., Pen'kov I.N., Mukhamedshin I.R., Mozgova N.N., Evlampiev I. A., Bryzgalov I. A. Phase transition and anomalous electronic behavior in the layered superconductor CuS probed by NQR // Phys. Rev. B. 2009. V.79. P.075115/1-075115/11. Также доступно в библиотеке Cornell University Library, <http://arxiv.org/abs/0809.0560>.
7. Latosinska J.N. Applications of nuclear quadrupole resonance spectroscopy in drug development // Exp. Opin. Drug Discov. 2007. V.2. P.225-488.
8. Orlova A.Yu., Gainov R.R., Dooglav A.V., Pen'kov I.N., Mozgova N.N. Copper NQR studies of Ag-doped ternary sulfide $\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$ (tennantite) // Magn. Reson. Solids. 2008. V.10. P.6-10.
9. Perez S.C., Cerioni L., Wolfenson A.E., Faudone A.S., Cuffini S.L. Utilization of pure nuclear quadrupole resonance spectroscopy for the study of pharmaceutical crystal forms // Intern. J. Pharm. 2005. V.298. P.143-152.
10. Semin G.K., Babushkina T.A., Yakobson G.G. Nuclear quadrupole resonance in chemistry. New York: John Wiley & Sons, 1975. 541 с.
11. Yinon J. Counterterrorist detection techniques of explosives. Amsterdam: Elsevier B.V., 2007. 433 с.

РЕАКЦИОННОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ КИМБЕРЛИТОВОГО РАСПЛАВА С МГ-ИЛЬМЕНИТАМИ В КАРБОНАТНОМ КИМБЕРЛИТЕ

Голубкова Анастасия Борисовна

Геологический ф-т МГУ, Москва, nastya.golubkova@gmail.com

Mg-ильменит относится к характерным минералам кимберлитов и нередко используется для оценки алмазонасности кимберлитовых тел. Изучение составов данного минерала и находящихся с ним в равновесии фаз является важным для установления параметров температуры (Т) и фугитивности кислорода ($f\text{O}_2$) минералообразования.

Если предполагается ксеногенная природа ильменита (за счет дезинтеграции мантийных пород) и равновесных с ним минералов, то рассчитанные Т и $f\text{O}_2$ могут использоваться для оценки условий минералообразования в мантии.

Основным объектом исследования данной работы стал Mg-ильменит из карбонатного кимберлита силла 748д (образец 748д-1/122,7), расположенного в 370 м юго-восточнее трубки Катуга в пределах Кепинского поля Архангельской алмазоносной провинции (ААП).

Породы силла 748д можно отнести к карбонатным кимберлитам, для которых предполагается первичная природа карбоната. Mg-ильменит в данной породе является достаточно распространенным минералом. Содержание MgO в его составе колеблется в широких пределах – от 10,80 до 17,94 мас.%. Описания подобных высокомагнезиальных ильменитов в литературных источниках для кимберлитов ААП встречены не были. Характерной особенностью данного ильменита является также то, что в качестве продуктов его изменения встречаются минералы группы шпинелидов. Похожие по составу высокомагнезиальные ильмениты с каймами перовскита были описаны для трубки Катока, Ангола [3].

Для изученных образцов предварительно было проведено изучение геохимических особенностей пород (методами мокрой химии, РФА и ICP-MS) и минерального состава (методами электронно-зондовых исследований).

Помимо ильменитов в образце был изучен состав шпинелидов, карбоната и флогопита.

Шпинелиды незначительно распространены в породе и встречаются в связующей массе и в реакционных каймах ильменитов. Максимальное содержание Cr_2O_3 в шпинелидах из связующей массы составляет 25,10 мас.%, а из реакционных кайм – 24,80 мас.%. Для шпинелидов характерны также повышенные содержания Ti^{4+} , Fe^{3+} и Mn^{2+} (10,56-21,15 мас.% TiO_2 , 18,07-35,07 мас.% Fe_2O_3 , 0,41-0,79 мас.% MnO).

Флогопит образует отдельные листочки в связующей массе и по составу является типично кимберлитовым: 2,29-3,59 мас.% TiO_2 , 16,05-17,93 мас.% Al_2O_3 . Среди примесей в нем отмечаются Ba (0,54-1,65 мас.% BaO) и Cr (в двух анализах до 0,38-0,43 мас.% Cr_2O_3).

В породах были встречены зональные зерна карбонатов пластинчатой формы, образующие сегрегационные скопления в виде «прожилков», глобулей, обособлений неправильной формы, содержащие в себе включения F-апатита. Центральные части зональных выделений карбонатов представлены доломитом, к краевым частям доломит постепенно сменяется кальцитом, одновременно происходит увеличение содержаний Mn и Fe (от 0 до 3,43 мас.% MnO и от 0 до 2,90 мас.% FeO). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вытяжке, полученной при растворении карбонатов, составило 0,705076. Пониженные содержания радиогенного Sr, присутствие F-апатита в виде включений позволяют сделать предположение о том, что данная группа карбонатов образовалась в породе не за счет вторичных реакций, а, вероятно, в результате воздействия карбонатсодержащего флюида.

Геохимическая характеристика изученных пород следующая. По распределению главных компонентов для образца устанавливаются следующие

черты: 1) содержания MgO (13,96-23,19 мас.%), CaO (18,80-20,10 мас.%) и CO₂ (31,53 мас.%) в среднем составляют более 20 мас.%; 2) следующими по распространенности в породах являются SiO₂ (10,20-19,37 мас.%), Fe₂O₃ (6,05-7,37 мас.%); 3) содержания более 1 мас.% имеют TiO₂ (2,32-2,50 мас.%), Al₂O₃ (2,00-2,53 мас.%), FeO (1,03 мас.%), H₂O⁺ (2,74 мас.%), H₂O⁻ (1,22 мас.%); 4) содержание менее 1 мас.% имеют P₂O₅ (0,46-0,58 мас.%), K₂O (0,44-0,55 мас.%), Na₂O (0,15-0,16 мас.%). Особенности распределения элементов-примесей приведены в рис.1.

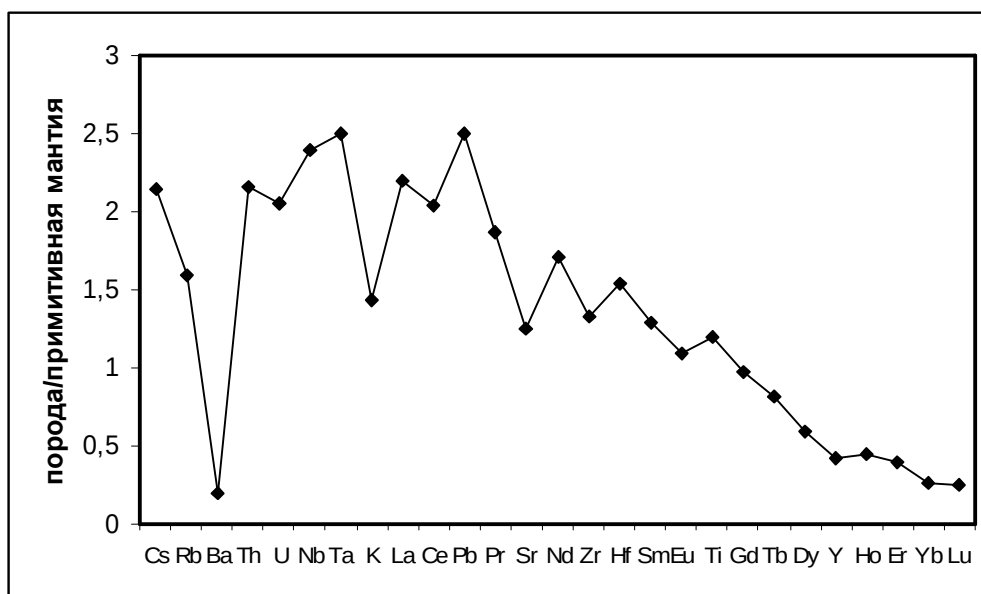


Рис.1. Распределение элементов-примесей в карбонатном кимберлите силла 748д. Концентрации нормированы на состав примитивной мантии по [5]

Из рисунка видно, что химический состав изученных пород является характерным для кимберлитов: 1) отмечается преобладание LREE над HREE; 2) концентрации элементов-примесей колеблются в широких пределах; 3) для пород выделяются отрицательные аномалии K, Sr, Zr и резко отрицательная аномалия по Ba (что в данном случае может быть связано с сильным изменением флогопита) и положительная для Nb; 4) характерны отношения $La/Nb=0,63$ (<1) и $Nb/Zr=11,60$ (>1), что является чертой кимберлитов I группы Южной Африки [6], [7].

Мегакристы Mg-ильменита широко распространены в породах образца, при этом выделяются две группы ильменита. К I группе относятся крупные желваки ильменита размером до 1 см в поперечнике. В сечении такие зерна имеют неправильную форму и находятся в карбонатной рубашке. II группа ильменитов представлена зернами, средний размер которых в поперечнике составляет 200 мкм. В их сечении прослеживается тенденция к округло-овальной форме, края зерен сильно резорбированы.

Содержание гейкилитовой компоненты в ильменитах обеих групп составляет в среднем около 60%, а гематитовой – около 10%. Содержания Cr_2O_3 колеблются в широких пределах для обеих групп (от 0,96 до 2,03 мас.% в ильменитах I группы и от 0,99 до 5,70 мас.% для II группы) и в целом перекрываются. Большие содержания MgO отмечаются в ильменитах II группы (до 17-18 мас.% и не менее 10 мас.%). Максимальное содержание MgO для ильменитов I группы составляет 13,93 мас.%.

К различиям в составах между двумя группами можно отнести следующие особенности: 1) более магнезиальными являются пикроильмениты II группы; 2) для пикроильменитов II группы характерна более частая встречаемость высокохромитых зерен; 3) пикроильмениты II группы являются более маргонцовистыми.

Для изученных зональных зерен ильменитов характерно увеличение содержания MgO от центральных к краевым частям (от 12,42 до 13,02 мас.% MgO для I группы и от 13,76 до 17,94 мас.% MgO для II группы). Однако для ильменитов I группы в единичных случаях отмечается обратная картина, что может быть связано с неточным определением положения центра зерна. Содержания Cr_2O_3 для ильменитов II группы увеличиваются от центра к краю (от 1,17 до 5,70 мас.% Cr_2O_3), тогда как для ильменитов I группы характерна обратная ситуация (1,74 мас.% Cr_2O_3 в центральных частях и 0,98 мас.% Cr_2O_3 в краевых).

Для шпинелидов из реакционных кайм некоторых ильменитов II группы были получены составы. Для таких зерен были посчитаны возможные T и $f\text{O}_2$ по [1] с использованием [4]. T и $\lg f\text{O}_2$ процесса реакционного изменения Mg -ильменита и образования по нему шпинелидов составляют 920°C и $-11,81$, соответственно, что соответствует $\Delta\text{QFM} +0,5\lg$ и является типичным для кимберлитов и совпадает с оценками внутренней фугитивности кислорода для пикроильменитов из кимберлитов, измеренных с помощью электролитов [2].

Отмеченные выше особенности состава ильменитов хорошо можно проиллюстрировать диаграммой в координатах $\text{MgO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$. Все точки составов ложатся на параболообразную кривую, при этом левой ветви соответствуют пикроильмениты I группы, а правой – II (рис.2).

На рис.3 видно, что отношение $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$ для ильменита обеих групп имеет близкое значение. Из этого можно предположить, что диапазон окислительно-восстановительных условий образования ильменитов обеих групп был близок, но для ильменитов I группы они лежали в более узком диапазоне.

Анализ соотношения $\text{Cr}^{3+} - \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$ в ильменитах (рис.3) с учетом их зональности показывает, что формирование ильменитов I группы, в которых от центра к краю происходит уменьшение содержания хрома, протекал при уменьшающейся $f\text{O}_2$, поскольку менее хромистые составы имеют более высокое отношение $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$. Образование ильменитов II группы, напротив, происходило в ходе роста $f\text{O}_2$, поскольку для них наблюдается снижение

отношения $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$ по мере возрастания содержания хрома. Следовательно, имело место возрастание окислительного потенциала в ходе процессов, сопровождающих формирование ильменитов II группы

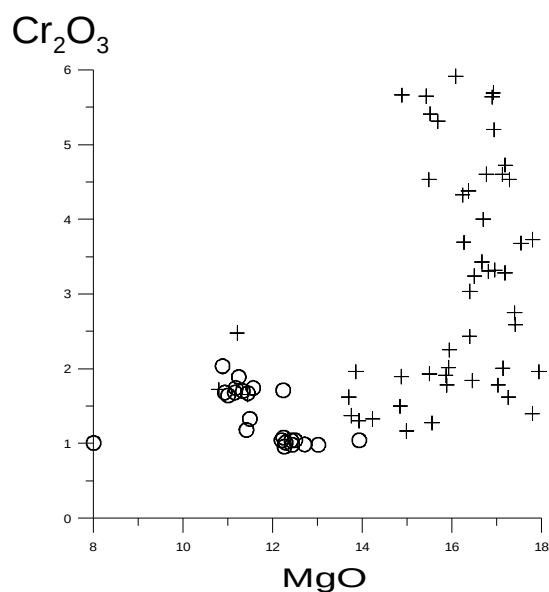


Рис.2. Бинарная диаграмма состава ильменитов в координатах $\text{MgO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$.

Условные обозначения:

- – составы ильменитов I группы,
- + – составы ильменитов II группы

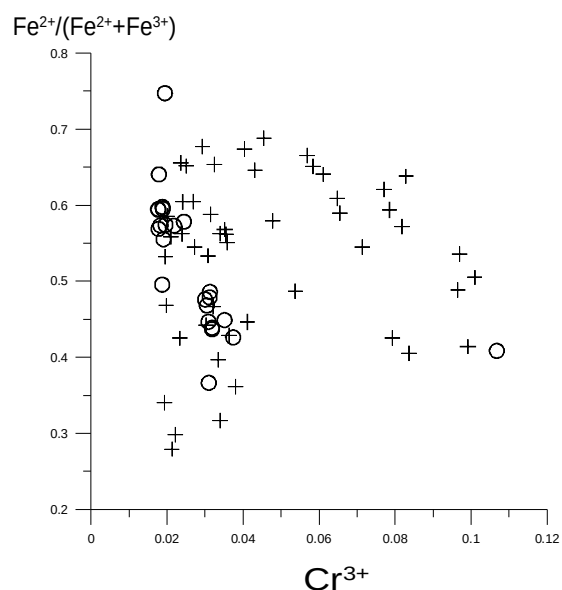


Рис.3. Бинарная диаграмма состава ильменитов в координатах $\text{Cr}^{3+}-\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$. Условные обозначения те же, что и на рис. 2.

Обратная зональность ильменитов II группы (т.е. увеличение содержания Mg и Cr от центральных к краевым частям) может быть результатом воздействия кимберлитового расплава на зерна и растворения Cr- и Mg-содержащих минералов, например, шпинелидов. Возможно, этим можно объяснить незначительную распространенность минералов этой группы в породе.

Таким образом, детальное изучение составов Mg-ильменитов из карбонатного кимберлита показало, что при взаимодействии ксенокристов Mg-ильменита с кимберлитовым расплавом при росте окислительного потенциала они могут экстремально обогащаться Cr- и Mg. При этом значения $f\text{O}_2$, по крайней мере, для отдельных стадий процесса, остаются в пределах, типичных для кимберлитовых расплавов (+0,5lg QFM).

Литература:

1. Andersen D.J., Lindsey D.H., 1985. New (and final) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. Abstract AGU 1985 Spring Meeting Eos Transactions. American Geophysical Union 66 (18), 416

2. Arculus R.J, Dawson J.B., Mitchell R.H., Gust D.A., Holmes R.D. Oxidation states of the upper mantle recorded by megacryst ilmenite in kimberlite and type A and B spinel lherzolites, 1984. Contributions to Mineralogy and Petrology 85: 85-94
3. Cruz S.R., Watangua M., Melgarejo J.C., Gali S., 2008. New insights into the concept of ilmenite as an indicator for diamond exploration, based on kimberlit petrographic analysis. Revista de la sociedad española de mineralogia 9, 205-206
4. Lepage L.D., 2003. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. Computers and Geosciences 29, 673-678
5. McDonough W.F., Sun. S.-s., 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology, v.120, 223-253
6. Smith C.B., Gurney J.J., Skinner E.M.W., Clement C.R., Ebrachim N., 1985. Geochemical character of southern African kimberlites: a new approach based on isotopic constraints. Transactions Geological Society South Africa 88, 267-280
7. Taylor W.R., Tomkins L.A., Haggerty S.E., 1994. Comparative geochemistry of West African kimberlites: evidence for a micaceous kimberlite endmember of sublithospheric origin. Geochimica et Cosmochimica Acta 58, 4017-4037

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ-СПУТНИКОВ АЛМАЗА ИЗ РОССЫПЕЙ ЮАР И НАМИБИИ

Городецкая Маргарита Дмитриевна

Геологический факультет МГУ, Москва, vzgk17@mail.ru

Изучены минералы-спутники алмаза из россыпей Юго-Западного побережья Африки с территории континентального шельфа ЮАР и Намибии.

Объектом исследований послужили монофракции гранатов, отобранных с поисковых площадей из района концессии Лонг-Айленд (первая проба), гранатов и ильменитов из гравийного конгломерата района Лонг-Айленд (вторая проба). Все зерна граната и ильменита представлены мегакристаллами. Изучены 107 зерен граната из первой пробы, 14 зерен ильменита и 73 зерна граната из второй пробы. Из числа последних 59 зерен впоследствии (после определения химического состава) оказались ставролитами.

Морфологические особенности минералов-спутников алмаза и ставролита изучались под бинокулярной лупой. Определение химического состава выполнено с применением электронно-зондового анализа на микроанализаторе JEOL JSM-820, снабженном энерго-дисперсионной приставкой с компьютерной системой Link AN 10/85S Link (Англия).

Применение дискриминантного анализа и химико-генетической классификации минералов-спутников алмаза [1, 2] позволило разделить