

## Список литературы

1. Bibikova E.V., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of the sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons. *Lithos*. 2005. V. 79. P. 129-145.

## **ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПИРОКСЕНОВ ИЗ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГАББРОНОРИТОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА**

*Егорова С. В.*

*Институт геологии КарНЦ РАН, zumlic@mail.ru*

Особенности распределения элементов-примесей в породообразующих минералах используются в качестве основы для решения многих проблем петрогенезиса как магматических, так и метаморфических пород. В ходе кристаллизации базальтовых магм пироксен является одной из основных минеральных фаз системы, а его состав зависит от условий и состава кристаллизующегося расплава (Мигдисова и др., 2004).

Фенноскандинавский щит расположен в северо-восточной части Восточно-Европейской платформы. По возрасту и особенностям формирования континентальной коры вся территория Фенноскандинавского щита подразделяется на ряд провинций. В восточной части расположены Карельская и Беломорская провинции. Карельскую провинцию по особенностям строения и эволюции принято рассматривать как неархейский кратон, а Беломорскую - как докембрийский подвижный пояс. Принципиальное отличие Беломорского подвижного пояса (БПП) состоит в том, что он представляет собой сложно и интенсивно складчатую структуру полициклического развития, породы которой неоднократно метаморфизованы в условиях высокого (кианитовый тип) давления, как в архее, так и в протерозое, в то время как завершение формирования Карельского кратона произошло около 2.6 млрд лет назад, и в постархейское время он не подвергался значительной тектоно-термальной переработке (Слабунов, 2008; Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996).

Начало палеопротерозоя в восточной части Фенноскандинавского щита связано с формированием сумийской (2.4-2.5 млрд лет) крупной магматической провинции (КМП) (Шарков и др., 1997). Компоненты этой КМП в Карельском кратоне представлены вулканитами сумия, дифференцированными интрузиями и дайками габброноритов. В пределах БПП образования сумийской КМП представлены дайками и малыми интрузиями комплекса лерцолитов-габброноритов, варьирующими по составу от плагиоклазовых лерцолитов до лейкогабброноритов (Степа-

нов, 1981). Предполагается, что отличительной особенностью образованной КЛГН от разновозрастных мафических комплексов восточной части Фенноскандинавского щита является кристаллизация тел на значительной глубине и интенсивные метаморфические (вплоть до эклогитовой фации, Володичеви др., 2004) преобразования пород.

Геохимически, породы обозначенного интервала времени характеризуются высокими содержаниями MgO (12-18 вес. %), Ni (до 1200 ppm) и Cr (до 1800 ppm) при повышенных для пород такой магнезиальности содержаниях SiO<sub>2</sub> (до 53 вес. %). Для них установлены также: дифференцированный спектр распределения РЗЭ ( $La/Smn = 2.25-2.80$ ,  $Gd/Ybn = 1.24-2.57$ ), деплетированность высокозарядных элементов ( $Nb/Nb^* = 0.30-0.51$ ,  $Zr/Zr^* = 0.69-0.97$ ) и обогащение LIL-элементами (Степанова и др., 2011).

С целью проведения сравнительного анализа геохимических характеристик породообразующих минералов (клино- и ортопироксенов) были изучены разновозрастные габбронориты в Карельской (район оз. В. Куйто) и Беломорской (м. Пурнаволок, к северу от с. Гридино) структурах Фенноскандинавского щита. Изученные породы сохраняют реликты OI-OPx-CPx-PI первичных магматических ассоциаций. РТ условия метаморфических преобразований пород варьируют от зеленосланцевой в кратоне до амфиболитовой фации в пределах БПП.

В пределах Карельского кратона (в районе оз. В. Куйто) была изучена дайка северо-восточного (50-60°) простирания, мощностью около 25 м. Породы краевой части тела интенсивно амфиболизованы и серпентинизированы. Для исследований были опробованы наиболее сохранные участки тела, сложенные крупнозернистыми меланогабброноритами. Главные породообразующие минералы представлены клино- и ортопироксеном (суммарное количество составляет около 65%), плагиоклазом (~25%) и оливином (3-5%). На границе OI-PI для них установлены хлорит-амфиболовые каймы.

Небольшое (20\*30 м) тело габброноритов, имеющее типичные для КЛГН характеристики, установлено на м. Пурнаволок в центральной части Беломорского подвижного пояса. Тектоническими дислокациями тело разбито на блоки, в результате чего по породам краевых частей блоков развиваются амфиболиты. Образец отобран из пород центральной части блока, где сохраняются первичные среднезернистые массивного облика габбронориты, сложенные клино- и ортопироксеном (общее содержание 50%), плагиоклазом (до 45%) и оливином (5 %). Вторичные преобразования в породах проявлены в формировании ортопироксен-гранат-амфиболовых кайм на границах оливина и плагиоклаза.

Содержания петрогенных элементов в рассматриваемых габброноритах варьируют незначительно. Характерными для них являются вы-

сокие концентрации MgO (от 17.26 до 19.35 вес.%) и SiO<sub>2</sub> (от 49.46 до 51.368 вес.%), а также низкие концентрации TiO<sub>2</sub> (менее 0.58 вес. %). Для них характерны также: дифференцированный характер распределения REE: с обогащением легкими PЗЭ ((La/Sm)<sub>N</sub> варьирует от 2.1 до 2.4) и незначительным обеднением в области тяжелых PЗЭ ((Gd/Yb)<sub>N</sub> варьирует от 1.3 до 1.7); обогащение LIL и деплетированность высокозарядных элементов (Nb/Nb\* = 0.2 - 0.32, Zr/Zr\* = 0.55-0.98).

Определение содержаний главных элементов, диагностика включений и выбор зерен проводились на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (фирмы Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (фирмы Oxford instruments). Концентрации рассеянных элементов в предварительно отобранных под биноклем зернах клино- и ортопироксена определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией проб (LA-ICP-MS).

Пироксены являются главными породообразующими минералами габброноритов района оз. Куйто и м. Пурнаволок и составляют от 50 до 65% объема пород. Ортопироксен представлен крупными (до 7 мм по удлинению) преимущественно бесцветными идиоморфными кристаллами. В них установлены единичные включения мелких ромбовидной формы зерен хромшпинели и округлых зерен (размером менее 0.5 мм) оливина. В целом по содержанию главных элементов ортопироксены из палеопротерозойских габброноритов Карельской и Беломорской структур близки: XMg в центральных частях крупных кристаллов варьирует от 0.89 до 0.84, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 0.43 до 1.1 вес. %, CaO от 1.73 до 2.84 вес. %, Ti от 41 до 119 ppm. При этом наиболее магнезиальные зерна (XMg=0.89-0.87) характерны для габброноритов кратона. Вместе с тем, по содержанию некоторых компонентов ортопироксены из исследуемых габброноритов имеют незначительные отличия. Так, ортопироксены из габброноритов Беломорского подвижного пояса более обогащены алюминием (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> варьирует от 2.26 до 3.98 вес. %) и обеднены марганцем (55-108 ppm) по сравнению с ортопироксенами из габброноритов Карельского кратона (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в них составляет от 0.7 до 1.69 вес. %, Mn = 85-150 ppm).

Клинопироксен в палеопротерозойских габброноритах восточной части Фенноскандинавского щита, составляет от 15 до 25 % объема пород и представлен авгитом. В габброноритах Беломорского подвижного пояса он формирует более мелкие (до 3-4 мм) чем OPx идиоморфные зерна. В габброноритах Карельского кратона клинопироксен представлен преимущественно в виде лейстовидных или таблитчатых зерен, которые образуют футлярообразные формы вокруг OPx. В целом, клинопироксены из палеопротерозойских габброноритов БПП и Карельского

кратона близки по содержанию как главных, так и примесных элементов: X<sub>Mg</sub> в них варьирует от 0.83 до 0.81 (до 0.78 в краевых частях зерен), CaO - от 17.22 до 18.94 вес. %, концентрации FeO не превышают 8.8 вес. %. В то же время клинопироксены из габброноритов БПП характеризуются несколько более высокими концентрациями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (3.1-3.3 вес. %) и Na<sub>2</sub>O (до 0.72 вес. %) по сравнению с клинопироксенами из габброноритов кратона: содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в них не превышает 2.76 вес. %, Na<sub>2</sub>O составляет не более 0.45 вес. %.

Для элементов-примесей в клинопироксенах из рассматриваемых тел характерны более значительные вариации содержаний. Совместимыми для пироксенов будут являться элементы группы железа (V, Cr, Ni, Co), а LIL-элементы (крупноионные литофилы: Rb, Ba, Sr) и HFS-элементы (высокозарядные: Zr, Nb, Hf, Ta) - несовместимыми. По содержанию Cr, Ni и Co клинопироксены из рассматриваемых тел близки: Cr в них варьирует от 560 до 1100 ppm, Ni от 80 до 180 ppm, Co от 15 до 36 ppm. По содержанию некогерентных элементов клинопироксены из исследуемых габброноритов имеют некоторые отличия: клинопироксены из габброноритов Беломорского подвижного пояса более обогащены Zr (5-9 ppm), Sr (5-14 ppm), Y (2-6 ppm), Nb (0.7-1.4 ppm), Sm (>1 ppm) и Rb (5-9 ppm) по сравнению с клинопироксенами из габброноритов Карельского кратона (концентрации Zr и Y варьируют в пределах 2-6 ppm; Sr: 2-8 ppm; Nb<0.5 ppm; Sm (0.4-0.9 ppm) и Rb (1-2.5 ppm)).

Спектры распределения РЗЭ в клинопироксенах из рассматриваемых тел, нормированные по хондриту (McDonough, 1995), близки и демонстрируют недифференцированный характер и незначительную отрицательную аномалию по Eu. Для графика распределения редких элементов стоит отметить наличие отрицательных аномалий по Sr, Eu, Zr и Ti.

Таким образом, изучение геохимических характеристик пироксенов из палеопротерозойских габброноритов Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона позволило сделать следующие выводы:

1. клинопироксены БПП и кратона имеют близкие составы и представлены авгитом;
2. для них установлены одинаковые характеры распределения элементов-примесей, при этом для пироксенов из габброноритов БПП отмечается более обогащенный состав рассеянными элементами;
3. недифференцированный характер распределения РЗЭ, а также наличие отрицательных аномалий по Sr, Eu, и Ti в спектре распределения редких элементов предполагают, что кристаллизация клинопироксенов обеих структур происходила совместно с плагиоклазом и ильменитом, что подтверждает предложенную ранее последовательность смены ликвидусных фаз (Егорова, Степанова, 2011).

Проведенное исследование показало перспективность изучения составов магматических пироксенов из палеопротерозойских габброноритов БПП и Карельского кратона для оценки условий кристаллизации магм.

#### Список литературы

1. Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л., 1990. 248 с.
2. Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикина Е. Б. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, №6. С. 609-631.
3. Глебовицкий В.А. и др. // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63-75.
4. Егорова С. В., Степанова А. В. Магматические минеральные ассоциации габброноритов Беломорского подвижного пояса, как индикаторы РТ-параметров кристаллизации // Проблемы плейт- и плюм-тектоники в докембрии. Материалы III Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия., СПб. С. 54-57.
5. Мигдисова Н.А., Сушевская Н.М., Латтинен А.В., Михальский Е.В. Вариации составов клинопироксенов базальтов различных геодинамических обстановок из района Антарктиды // Петрология. 2004. Т. 12. № 2. С. 206-224.
6. Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. – 296 с.
7. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия западного Беломорья. Л., 1981. 216 с.
8. Степанова А.В., Степанов В.С., Слабунов А.И. Достижения и проблемы в изучении основного магматизма Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Геология Карелии от архея до наших дней. Материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН. Петрозаводск, 24–26 мая 2011 года. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2011. С. 79-90.
9. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 503–522.
10. McDonough W.F., The composition of the Earth //Chemical Geology/. 1995. Vol. 120. P. 223-253.