

НОВЫЙ «ВЕТРЕНИТОВЫЙ» ТИП ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ МАГМ

Куликов В.С.*, Куликова В.В.*, Бычкова Я.В.**

*Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, vkulikova@yandex.ru

**Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, yanab66@yandex.ru

40 лет назад публикация братьев Вильонов о коматиитах из Барбертона (ЮАР) опровергла устоявшееся к тому времени представление известного петролога Н. Боуэна об отсутствии в природе ультраосновных (перидотитовых) расплавов и магм. С тех пор многолетние исследования разных авторов всего Мира [1, 3, 5, 9] показали, что среди высокомагнезиальных ($MgO > 10\%$) магм нормальной щелочности выделяется 4 типа: коматиитовая ($MgO > 18\%$, $TiO_2 < 1\%$), меймечитовая ($MgO > 18\%$, $TiO_2 > 1\%$), бонинитовая ($MgO > 8\%$, $TiO_2 < 0,5\%$, $SiO_2 > 53\%$), пикритовая ($MgO > 12\%$), хотя место коматиитовых базальтов однозначно не определено. Одни исследователи [5] относят их к коматиитовой магме, другие [4] – к бонинитовой («бонинитоподобной»). Авторами данного сообщения магмы рассматриваются как природные расплавы, содержащие не более 10 % кристаллов, твердых частиц и газовых компонентов, что в международной классификации изверженных горных пород нередко используется в качестве рубежа между отдельными видами мафит-ультрамафитов.

Авторы на основе многолетних детальных исследований считают необходимым отнести большинство коматиитовых базальтов, не находящихся в непосредственной ассоциации с коматиитами, к самостоятельной «ветренитовой» магме [2]. Породы, образованные из нее, широко развиты на кряже Ветренный Пояс (Юго-Восточная Фенноскандия) на площади более 5 тыс. км² при мощности лавового плато коматиитовых базальтов до 5 км. Они часто сохраняют свежий облик, первичные минералы (оливин, авгит, пижонит, лабрадор, хромит, сульфиды и акцессории) и характерные структуры (оливиновый, оливин-пироксеновый и пироксеновый спинифекс и микроспинифекс для основной части покровов и потоков и порфирировая – для кумулятов). Главными петрохимическими параметрами «ветренитовой» магмы является: MgO – 9-18 %, TiO_2 – 0,5-1,0 %, $SiO_2 < 53\%$. По содержанию SiO_2 и нижнему значению TiO_2 , она граничит с бонинитовой, по верхнему MgO – с коматиитовой. На разных петрохимических диаграммах (TAS , $MgO-TiO_2$, $MgO-Al_2O_3/TiO_2$, $Ti/Zr-Al_2O_3/TiO_2$ и др.) периферийные зоны полей составов пород этих магм иногда частично перекрываются, но сохраняют свою специфику. Средний без учета летучих элементов химический состав «ветренитовой» магмы, рассчитанный по 140 лавовым покровам трех участков кряжа Ветренный Пояс, удаленных друг от друга на расстояние 80-120 км, следующий. Главные элементы (%): SiO_2 – 51,45, TiO_2 – 0,62, Al_2O_3 – 12,0, FeO – 10,4, MnO – 0,19, MgO – 14,15, CaO – 8,96, Na_2O – 1,7, K_2O – 0,46, P_2O_5 – 0,07. Микроэлементы (ppm): Cr – 1435, V – 200, Co – 66, Ni – 310, Zr – 65, Hf – 1,0, Ta – 1,0, Nb – 2,8, Sc – 31, Y – 15, Sr – 180, Rb – 6, Ba – 137, Pb – 1,6, Ga – 17, Zn – 80, Cu – 89, U – 0,22, Th – 0,98, La – 8,4, Ce – 17,2, Pr – 2,44, Nd – 9,49, Sm – 2,19, Eu – 0,7, Gd – 2,3, Tb – 0,38, Dy – 2,46, Ho – 0,5, Er – 1,47, Tm – 0,2, Yb – 1,35, Lu – 0,19. На диаграмме Zr/Y-Nb/Y составы пород «ветренитовой» магмы ЮВ Фенноскандии образуют тренд с направлением от примитивной мантии к архейской коре. Вероятно, это подтверждает предположение об образовании ее в результате контаминации плюмовых расплавов коматиитов коровым материалом [11], следы которой отражены в обогащенности магмы литофильными элементами и отрицательным значением ϵNd , а также наличием реликтовых сильно измененных коровых цирконов с возрастом от 3,8 до 2,6 млрд. лет в покрове коматиитовых базальтов № 7 (обр. 4114) на г. Мяндуха (Ветренный Пояс) (данные авторов В.Ф. Смолькина, Е.В. Шаркова).

«Ветренитовая» магма является производной для лавовых покровов в палеопротерозойских рифтах (напр., Ветренный Пояс, Имандра-Варзуга, Кейп Смит и др.), для многочисленных норитовых и габроноритовых даек в Финляндии, Карелии, Гренландии, Канады и др., а также расслоенных мафит-ультрамафитовых массивов и плутонов Фенноскандинавского и Канадского щитов. Представление о формировании данных интрузивов за счет бонинитовой магмы [7, 10] можно рассматривать как недоразумение из-за недостаточной изученности высокомагнезиальных вулканитов – комагматов расслоенных интрузивов в этих регионах и расширительного тол-

кования параметров бонинитовой магмы (напр., граничных значений TiO_2 и др.). Оценка материнской магмы в качестве «ветренитовой» снимает ряд трудных петрологических вопросов, в частности, причину «чрезмерно широкого» распространения бонинитовых вулканитов, в основном, в фанерозое [8], их интрузивных комагматов – в расслоенных интрузивах и дайках палеопротерозоя [7, 10], проявления океанического островодужного типа магмы (бонинитовый, по [4, 7, 10] во внутриплитных магматитах на архейской континентальной коре.

«Ветренитовая» магма максимальное развитие имеет в палеопротерозое и отражает направленность в развитии высокомагнезиального магматизма в истории Земли от архея (коматиитовый) к раннему палеопротерозою («ветренитовый»), позднему палеопротерозою – фанерозою (пикритовый и меймечитовый) и кайнозою (бонинитовый). С «ветренитовым» магматизмом связаны крупные месторождения хромитов, никеля, меди, платиноидов и др. металлов в расслоенных плутонах палеопротерозоя. Предполагается, что основной процесс контаминации коматиитового расплава осуществлялся в головной части плюмов (напр., на ЮВ Фенноскандинавского щита – Виндибелт, на СВ – Кольский, по [6]) при достижении ими нижней границы архейской коры. Последняя по своим петроплотностным параметрам могла быть более легкой и фактически плавала на тяжелой высокомагнезиальной магме, активно взаимодействуя с ней. Реликты подобных мантийных плюмов можно наблюдать на сейсмогеологических разрезах современной литосферы на глубинах 30-40 км в виде переходного слоя кора – мантия с V_p 7,1-7,7 км/сек. (Шаров и др., в печати).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 09-05-000376а

ЛИТЕРАТУРА

1. Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита (Куликов В.С., Гирнис А.В., Горьковец В.Я. и др.). Л: Наука, 1988. 185 с.
2. Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. К вопросу о классификации мафит-ультрамафитовых петрохимических серий, типов магм и породных ассоциаций нормальной щелочности. IV Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии. матер. Т.1. П.-Камчатский: ИВС ДВО РАН, 2009. С. 136-140.
3. Петрохимические серии магматических пород (анализ состояния и проблемы) / Куликова В.В., Куликов В.С., Ефремова С.В., Бычков А.Ю., Бычкова Я.В. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2001. 115 с.
4. Типы магм и их источники в истории Земли. Ч. 1. / Богатиков О.А., Богина М.М., Шарков. и др. М.: ИГЕМ РАН, 398 с.
5. Arndt N.T., Leshner C.M., Barnes S.J. Komatiite. New York: Cambridge, 2008. 467 p.
6. Bayanova T., Ludden J., Mitrofanov F. Timing and duration of Palaeoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications London: Geological Society, Special Publications, 2009. V. 323. P. 165-198.
7. Hall R.P., Hughes D.J. Noritic dykes of Southern West Greenland: early Proterozoic boninitic magmatism / Contrib. Miner. Petrol., 1987. V. 97. № 2. P. 169-182.
8. Le Bas M.J. IUGS reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks // J. Petrology. V. 15. № 10. P. 1467-1470.
9. Ohnenstetter D., Brown W.L. Boninites Petrology and Geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crusts // D. Demaiiffé. Universite Libre de Bruxelles, 1996. P. 307-321.
10. Vuollo J., Huhma H. Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland // Lehtinen, M., Nurmi, P.A., Ramo, O.T., (Eds.) Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier B.V. Amsterdam, 2005. P. 195-236.
11. Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schonberg C.-D., Nemchin A.A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 1205-1222.