

**БОНИНИТЫ И ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ОРТОПИРОКСЕНИТЫ:  
СХОДСТВО ГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК И ГЕНЕЗИСА**

**Ясныгина Т.А.\*, Высоцкий С.В.\*\*\*, Рассказов С.В.\***

*\*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, ty@crust.irk.ru*

*\*\*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, svys@mail.ru*

Бониниты – это вулканические породы, характеризующиеся высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  (>53 масс %) и магнезиальностью ( $\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}) = \sim 0.6$ ), низким  $\text{TiO}_2 < 0.6$  мас.%. По соотношению оксидов кальция и алюминия бониниты подразделяют на низкокальциевые ( $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 0.75$ ) и высококальциевые ( $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 0.75$ ), они могут встречаться совместно [5, 9]. Основная особенность генезиса бонинитов состоит в том, что для начала плавления обедненного мантийного источника требуется высокая температура, не ниже  $1150^\circ\text{C}$  при содержании  $\text{H}_2\text{O} \sim 3\%$  [10], а по геотермическому градиенту глубине их выплавления соответствует  $T \sim 900^\circ\text{C}$ . При выплавлении бонинитов Тонга температура достигала  $1480^\circ\text{C}$  на глубине 45 км [7]. Такие условия трудно реализуемы, поэтому бониниты редки. Они были выявлены в молодых энсиматических островных дугах [5, 6 и др.]. Нами выполнены сравнительные геохимические исследования типичных бонинитов и ортопироксенитов, входящих в состав бонинит-офиолитовых ассоциаций и встречающихся в виде включений в щелочных базальтоидах.

Современная бонинит-офиолитовая ассоциация была драгирована на внутренней стенке глубоководного желоба в северной части дуги Тонга. На островодужном склоне желоба в интервале глубин 6800-1200 м. обнаружена ассоциация пород, в которую входят перидотиты, ортопироксениты, габброиды, плагиогранитоиды и лавы бонинитовой серии. Лавы бонинитовой серии залегают гипсометрически выше ультрабазитов и базитов [1]. Исследуемые образцы лав Тонга – типичные бониниты, преимущественно высококальциевые ( $\text{SiO}_2 = 47.65-55.60\%$ ,  $\text{Mg\#} = 0.62-0.87$ ,  $\text{TiO}_2 = 0.13-0.71\%$ ,  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.65-0.92$ ). Наиболее низкое содержание  $\text{SiO}_2 = 47.65\%$  определено в ультраосновном бонините (обр. 16–26/2), на диаграмме щелочи–кремнезем он попадает в поле пикритов.

Для моделирования частичного плавления в качестве предполагаемых источников магм бонинитовой серии были использованы составы энстатитита и аподунитового серпентинита комплекса дуги Тонга. Оно показало, что близкие к бонинитам выплавки получаются при доле расплава 5-7 % из энстатитита комплекса внутренней дуги Тонга (модальный состав: орх 95%, срх 4% и сп 1% [1]), отличаясь только по содержаниям Та, К и Sr. Сходство микроэлементных характеристик ультраосновного бонинита и модельных расплавов из энстатитита комплекса дуги Тонга показывает, что магнезиальные ортопироксениты могут быть основным источником бонинитовых расплавов.

На востоке о. Сахалин в районе м. Шельтинга исследовался комплекс пород средне-позднеюрского возраста, в состав которого входят гипербазиты (гарцбургиты, дуниты, ортопироксениты, вебстериты), габбро-нориты и лавы бонинитов, андезитов и дацитов. В бонинитах шельтингского комплекса  $\text{SiO}_2$  меняется от 58.46 % до 61.31 % при  $\text{Mg\#} = 0.55-0.72$  и очень низком содержании  $\text{TiO}_2$  – от 0.07 % до 0.25 %. По химическому составу минералов (оливина, шпинели, орто- и клинопироксенов) изверженных и интрузивных пород комплекса они объединялись в единую бонинит-офиолитовую ассоциацию [2]. Редкоземельные спектры ортопироксенитов шельтингского комплекса имеют U-образную форму, сходную со спектром энстатитита комплекса дуги Тонга. Лавы Шельтингского комплекса имеют концентрации несовместимых микроэлементов на уровне наиболее низких содержаний в бонинитах Тонга и попадают в поле составов бонинитов дуги Идзу–Бонин по [8, 9].

В бонинитах м. Шельтинг по химическому составу минералов выделено два парагенезиса: ранний – железистый и поздний – магнезиальный, собственно бонинитовый. Переход от раннего парагенезиса к позднему связан с изменением флюидного режима с окислительного на восстановительный под действием водородного флюида [2]. Для бонинитов Тонга и Шельтинга характерны низкие  $\text{Sm}/\text{Zr} = 0.007-0.071$  и  $\text{Ti}/\text{Zr} = 13-148$ , по сравнению с океаническими базальтами и базальтами островных дуг. Такая особенность в работе [9] объяснялась малоглубинным

(< 60 км) взаимодействием обедненной мантии с расплавами из слэба, содержащего амфиболиты. Наиболее железистые ортопироксениты имеют спектры РЗЭ, слегка обогащенные легкими элементами ряда, высокие  $Sm/Zr = 0.076-0.20$  и  $Sr/Zr = 9-53$ . По этим характеристикам они сходны с ортопироксенитами Соломоновых островов, образовавшихся, по модели [4], в результате метасоматического преобразования перидотитов надсубдукционного мантийного клина. Эти железистые ортопироксениты соответствуют раннему парагенезису в бонинитах Шельтинга. Более магнезиальные пироксениты (энстатититы, бронзититы, вебстериты), гарцбургиты и дуниты отличаются изогнутыми спектрами РЗЭ, низкими  $Sm/Zr = 0.004-0.033$ ,  $Sr/Zr = 0.5-16.0$  и  $Ti/Zr = 7-110$ . По этим характеристикам они подобны бонинитам. По аналогии с энстатититами комплекса дуги Тонга, магнезиальные ортопироксениты шельтингского комплекса представляют субстрат, из которого выплавлялись бониниты.

В позднекайнозойских щелочных базальтоидах хр. Камар и хр. Удокан (Байкальская рифтовая зона) распространены ксенолиты пегматоидных вебстеритов и ортопироксенитов. Валовые составы ортопироксеновых кристаллов характеризуются спектрами РЗЭ и  $Sm/Zr = 0.009-0.029$ , идентичными ортопироксенитам бонинит–офиолитовых ассоциаций Тонга и м. Шельтинга. Для клино- и ортопироксенов ксенолитов характерны структуры распада твердых растворов. Расчет исходных параметров кристаллизации дает высокие температуры равновесия (1350-1450°C) [3]. Такие оценки свидетельствуют о вероятной кристаллизации пегматоидных образований из высокотемпературных бонинитовых магм.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Высоцкий С.В.* Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1989. 196 с.
2. *Высоцкий С.В., Говоров Г.И., Кемкин И.В., Сапин В.И.* Бонинит–офиолитовая ассоциация Восточного Сахалина: геология и некоторые особенности петрогенезиса // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 6. С. 3-15.
3. *Рассказов С.В., Иванов А.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И.* Состав ортопироксенов и типизация глубинных включений из лав Верхне-Окинского и Тункинского сегментов Байкальской рифтовой системы // Доклады РАН. 1994. Т. 338. № 5. С. 649-654.
4. *Berly T.J., Hermann J., Arculus R.J., Lapiere H.* Supra-subduction zone pyroxenites from San Jorge and Santa Isabel (Solomon Islands) // J. Petrol. 2006. V. 47. № 8. P. 1531-1555.
5. *Crawford A.J., Falloon T.J., Green D.H.* Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites // Boninites. Ed. Crawford A.J. London: Unwin Hyman, 1989. P. 1-49.
6. *Danyushevsky L.V., Sobolev A.V., Falloon T.J.* North Tongan high-Ca boninite petrogenesis: the role of Samoan plume and subduction zone–transform fault transition // J. Geodynamics. 1995. V. 20. № 3. P. 219-241.
7. *Falloon T.J., Danyushevsky L.V.* Melting of refractory mantle at 1.5, 2 and 2.5 GPa under anhydrous and H<sub>2</sub>O-undersaturated conditions: Implications for the petrogenesis of high-Ca boninites and the influence of subduction components on mantle melting // J. Petrol. 2000. V. 41. № 2. P. 257-283.
8. *Pearce J.A., Kempton P.D., Nowell G.M., Noble S.R.* Hf-Nd element and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in Western Pacific arc–basin system // J. Petrol. 1999. V. 40. № 11. P. 1579-1611.
9. *Taylor R.N., Nesbitt R.W., Vidal P., Harmon R.S., Auvray B., Croudace I.W.* Mineralogy, chemistry, and genesis of the boninite series volcanics, Chichijima, Bonin Islands, Japan // J. Petrol. 1994. V. 35. № 3. P. 577-617.
10. *Van der Laan S.R., Flower M.F., van Groos F.K.* Experimental evidence for the origin of boninites: nearliquidus phase relations to 7.5 kbar // Boninites, ed. Crawford A.J. London: Unwin Hyman, 1989. P. 112-147.