

УМЛЕКАНО-ОГОДЖИНСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ПОЯС (ПРОБЛЕМЫ ВЫДЕЛЕНИЯ)

И.М. Дербек¹, С.Г. Агафоненко², С.К. Козырев², В.А. Пономарчук³, Д.Л. Вьюнов²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, e-mail: derbeko@mail.ru

²Открытое акционерное общество "Амургеология", Благовещенск, e-mail: geochim@ascnet.ru

³Институт геологии и минералогии СО РАН, e-mail: ponomar@uiggm.nsc.ru

Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс [Сухов, Феклович, 1968 и др.] образует структуру субширотного простираения и представлен Умлеканской (западная) и Огоджинской (восточная) вулканическими зонами, которые объединялись в вулканогенный пояс по формационной и возрастной принадлежности (при этом отсутствовали прецизионные геохронологические, петро- и геохимические данные).

Огоджинская вулканическая зона представлена образованиями бурундинского вулканического комплекса: туфы и лавы среднего состава, реже отмечаются основные или более кислые разновидности, развиты вдоль южной границы восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса, на территории Буреинско-Цзямусинского супертеррейна (рис.). Они слагают палеовулканические постройки центрального типа, сконцентрированные в виде полосы протяженностью 220 км при ширине от 3 до 30 км. Породы преимущественно низкощелочные, высокоглиноземные (Al_2O_3 до 17.33), от низко- до умеренномагнезиальных (MgO до 7.78 мас.%); умеренно-высокотитанистые, принадлежат известково-щелочной серии; умеренно обогащены Sr (до 910 г/т), Zr (до 301 г/т), Hf (до 5.58 г/т), Ti (до 6190 г/т), REE и обеднены Nb (<5 - 13 г/т) и Ta (0.39 - 0.72 г/т). Характерны соотношения $La/Yb=7-8$, почти постоянные значения $Zr/Hf=34-37$. По геохронологическим датировкам (Rb-Sr) время формирования пород 109.3 ± 1.2 и 106 ± 5 млн. лет [Агафоненко, 2002]. По результатам $^{40}Ar-^{39}Ar$ -го датирования пород покровной [Расказов и др., 2003; Дербек, 2007] и субвулканической [Расказов и др., 2003] фаций - 111-105 млн. лет. Временной этап формирования пород бурундинского комплекса соответствует тектонической обстановке в регионе, когда плита Изанага (южная составляющая Тихоокеанской плиты) меняла направление движения с северного на северо-западное [Miyuama, Seno, 1986]. Этот период отмечен пологой субдукцией океанической плиты под восточную окраину Буреинско-Цзямусинского супертеррейна со скоростью >20 см/год. Поэтому становление пород бурундинского комплекса, как вулканической дуги, сформированной на континентальной коре в условиях субдукции андийского типа представляется вполне допустимой, что подтверждают значения соотношений La/Yb и Sc/Ni [Rollinson, 1995] в породах этого комплекса.

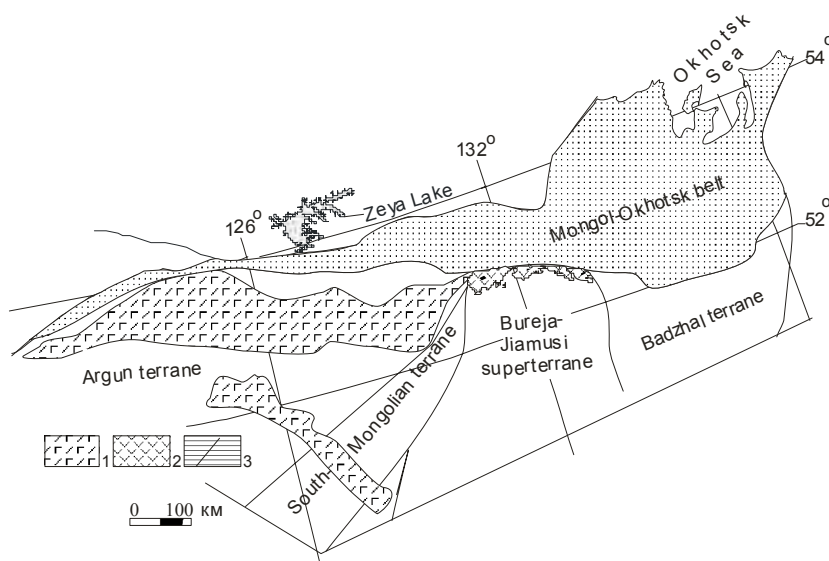


Рис. Размещение вулcano-плутонических комплексов, относимых к Умлеканской вулканической зоне (1), Огоджинской вулканической зоне (2). Тектонические контакты (3). (Использована тектоническая схема из работы [Парфенов и др., 2003]).

Умлеканская вулканическая зона представлена широким спектром вулканоплутонических комплексов. Позднеюрский вулканоплутонический комплекс: высококальциевые, субщелочные ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=8.7-11.7$ мас.%) вулканиты, обогащены Rb, Sr и Ba. Гранитоиды комплекса менее обогащены Rb, Nb, Zr, Ba. Для них характерно высокое значение $(\text{La}/\text{Yb})_n=50.4$. Возраст: 147 ± 8 , 145 ± 5 млн. лет определен по результатам изотопных исследований Rb-Sr, и K-Ar методами соответственно [Козырев и др., 2002].

Раннемеловые породы представлены образованиями верхнеамурского гранитгранодиоритового комплекса - преимущественно высококальциевые гранитоиды нормальной щелочности известково-щелочной серии. Изотопные определения возраста ($^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ метод) составляют 134–140 млн. лет [Козырев и др., 2002; Сорокин и др., 2004]. Буриндинским комплексом монцодиоритов – гранодиоритов - породы известково-щелочной серии характеризуются почти постоянным содержанием Al_2O_3 и Na_2O , умереннотитанистые, высококальциевые. Возраст - 127-131 млн. лет ($^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$) [Козырев и др., 2002; Сорокин и др., 2004].

Талданский вулканический комплекс андезитового состава слагают известково-щелочные высоко- низкокальциевые породы, умеренно- низкотитанистые, умеренномагнезиальные. Изотопно-геохронологический возраст вулканитов ($^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ метод) составил $125,4\pm 4,2$; $125,4\pm 3$; 117 ± 1.8 млн. лет [Козырев и др., 2002].

Эти три комплекса имеют единые геохимические характеристики. В них понижены содержания Nb (до 1.0 г/т), Ta (до 0.2 г/т), Zr (до 140 г/т), Rb (до 103 г/т) и повышены - Sr (до 930 г/т), Th (до 16 г/т), Ba (до 875 г/т).

Породы бимодального вулканоплутонического трахибазальт – риолитового галькинского комплекса характеризуются пониженными содержаниями Nb, Ta, Ti и Sr и повышенными - Ba, Rb, Th, K, LREE. По данным $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ датирования они формировались в интервале 119-97 млн. лет [Козырев и др., 2002; не опубликованные данные], для гранитоидов этого комплекса [Sорокин, Ponomarchuk, 2002] получен возраст 118 млн. лет.

Позднемеловой шошонит-латитовый вулканический комплекс [Derbeko, 2002], сложен умеренномагнезиальными, умереннотитанистыми породами, обогащенными Ba (до 1200 г/т), K (до 35860 г/т), Th (до 13.0 г/т), Sr (до 950 г/т) и LREE, умеренно обогащенными – Rb, Nb, Zr, Hf, Ti, Y, Yb. Возраст пород этого комплекса по $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ датированию - 94 млн. лет [Сорокин и др., 2004], по палеонтологическим остаткам - коньякский ярус [Derbeko, 2002].

Тектонический этап, предшествовавший формированию рассматриваемого магматизма в пределах данного региона, 180-150 млн. лет назад характеризовался мощным режимом сжатия, связанного с направленным движением океанических плит Тихоокеанского бассейна [Miyuama, Seno, 1986]. По расчетам [Чжан Хун и др., 2000] в Аргунском блоке первичное напряжение было почти горизонтальным. Но, следующее за этим, редуцирование сильного сжатия, связанное с изменением направления движения плиты Изанага [Miyuama, Seno, 1986], ослабило напряжение в земной коре, что способствовало растяжению коры и излиянию лав трахириолитового состава (147 млн. лет). Эти лавы формировались в условиях активной континентальной окраины и сопровождалась становлением субщелочных гранитов (145 млн. лет). Следующий тектонический этап: 145-135 млн. лет, плита Изанага двигалась на СЗ: около 300° со скоростью 5,3 см/год, что привело к увеличению напряжения в этом направлении. Скорость движения плиты Изанаги к концу интервала 145-135 млн. лет увеличивается до 30 см/год [Miyuama, Seno, 1986], при изменении направления движения (350°), соответственно увеличивается сила сжимающего напряжения. Система закрывается и в результате в абиссальных условиях формируется верхнеамурский плутонический комплекс (140, 134 млн. лет). Далее (135-127 млн. лет), при слабо изменяющемся направлении в обстановке сжатия с первичным напряжением С-СВ направления, в условиях сдвига при редуцированном давлении [Чжан Хун и др., 2000], которое продолжалось и в интервале 127-119 млн. лет [Miyuama, Seno, 1986], ослабевает северо-западное сжатие, начинаются мощные левосторонние сдвиги по разломам северо-восточного простирания. На первом этапе формировался гипабиссальный буриндинский комплекс (130-127 млн. лет), а затем – талданский вулканический (128-119 млн. лет). Единство магматического источника для верхнеамурского, буриндинского и талданского комплексов подтверждается геохимическими характеристиками [Derbeko, 2004], которые указывают на надсубдукционное происхождение пород в обстановке активных континентальных окраин андийского типа. Они сопоставимы с вулканоплутоническими формациями северной части Большого Хингана - бассейн р. Хучжун [Чжан Хун и др., 2000] и

являются составляющей Верхнеамурского вулканоплутонического пояса [Гордиенко и др., 2000], которые выделяются этими авторами как надсубдукционные вулканы известково-щелочных серий активных континентальных окраин андийского типа.

В интервале 119-100 млн. лет назад плита Изанага перемещается в направлении близком к субмеридиональному [Maquyama, Seno, 1986], что способствует значительному ослаблению северо-западного напряжения и, фактически, исключает ее влияние на эндогенную активность в регионе. Но в это время формируется бимодальный галькинский комплекс (119-97 млн. лет). На востоке площадное развитие контрастных образований ограничено Буреинско-Цзсямусинским супертеррейном. В южном направлении (Китай) аналогов не отмечается [Чжан Хун и др., 2000]. Но они широко проявлены западнее рассматриваемой территории, где выделяются в Северо-Монгольскую – Западно-Забайкальскую рифтовую зону [Воронцов др., 2007]. По бимодальному характеру пород, наличию гранитоидов А-типа, ряду геохимических характеристик, по соотношению $Zr/Hf=34-52$ в основных-средних разновидностях, породы галькинского комплекса близки некоторым комплексам Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны. По соотношению $87Sr/86Sr - \epsilon Nd (T)$ они сопоставимы с позднепалеозойскими - раннемезозойскими внутриплитными магматитами Центрально Азиатского Складчатого пояса (ЦАСП). Но в этом комплексе шире представлены образования нормальной щелочности, в породах более низки содержания Nb, Ta, Zr, Hf, что приближает их к магматитам надсубдукционного происхождения. Учитывая близость возраста пород галькинского комплекса возрасту вулканитов талданского, наследование некоторых характеристик последнего, можно предположить: внедрение пород бимодального комплекса происходило в разогретую субдукционными процессами континентальную кору. Для магматитов Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны разработана геодинамическая модель [сводка по Типы магм..., 2006], суть которой заключается в одновременном присутствии условий коллизионного сжатия, связанного с закрытием западной ветви Монголо-Охотского бассейна, и воздействия плюма. На дискриминационной диаграмме первичных изотопных характеристик Sr и Nd [из работы Типы магм..., 2006], поле фигуративных точек рассматриваемых пород расположено вблизи этого значения для Сибирского плюма, совмещено с полями внутриплитных комплексов ЦАСП, перекрывает нижнюю часть тренда корреляции базальтов бимодальных серий раннемезозойской Монголо-Забайкальской области. На различных диаграммах тектонических обстановок фигуративные точки пород данного комплекса попадают в поле пост- и синколлизионных или коллизионных – внутриплитных условий формирования. Реже – в поле базальтов островных дуг. Согласно формуле Fitton J.G. с соавторами [Fitton et al., 1997], соотношения $(La/Sm)_n > 1.8$ (2.9-5.7) и $(Ce/Yb)_n > 7$ (11.6-25.5) [Schilling et al., 1983; Le Roe et al., 1983] становление пород основного-среднего составов происходило в условиях действия плюма. Учитывая эти данные можно допустить применение геодинамической модели становления Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны для объяснения геодинамических условий формирования пород бимодального комплекса восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса. А именно: 119-97 млн. лет назад в условиях коллизии, связанной с закрытием восточной ветви Монголо-Охотского бассейна, и при воздействии плюмового источника формировался бимодальный вулканоплутонический комплекс субщелочной – нормальной петрохимической серии.

К моменту затухания действия плюма можно отнести кратковременное излияние лав шошонит-латитового моховского комплекса. Геохимические характеристики пород комплекса указывают на их принадлежность базальтам континентальных рифтов.

Вывод. Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс, простирающийся вдоль южной границы восточной ветви Монголо-Охотского орогенного пояса, состоит из гетерогенных и диахронных тектонических составляющих, что подтверждается проведенными геохимическими исследованиями и изотопными данными. По этим же параметрам образования Огоджинской вулканической зоны не коррелируются с образованиями Умлеканской зоны Умлекано-Огоджинского вулканогенного пояса, куда они включались традиционно. Из чего следует: выделение вулканических комплексов западного и восточного флангов Умлекано-Огоджинского пояса в единый вулканогенный пояс не представляется возможным, так как формирование вулканитов восточной зоны связано с тектонической эволюцией Тихоокеанского сектора, а формирование вулканоплутонических комплексов Умлеканской зоны этого периода - с эволюцией Центрально Азиатского Складчатого Пояса.

Список литературы

- Агафоненко С.Г.** Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. второе. Серия Тугурская. Лист N-53-XXVI / СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А. и др.** Источники магматизма и геодинамика формирования раннемезозойской Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны // Петрология, 2007. 15. № 1. С. 37-60.
- Гордиенко В.И., Климук В.С., Цюань Хень.** Верхнеамурский вулканоплутонический пояс Восточной Азии // Геология и геофизика, 2000. 41. № 12. С. 1655-1669.
- Дербекко И.М.** Позднемезозойский вулканизм Приамурья (вещественный состав, геохронология, геодинамические обстановки). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Благовещенск. Ин-т геологии и природопользования ДВО РАН, 2007. 33 с.
- Козырев С.К.** Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Изд. второе. Серия Становая. Листы N-51- XXIII,-XXIV,-XXIX,-XXX. СПб.: ВСЕГЕИ. 2002.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.** Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.
- Рассказов С.В., Иванов А.В., Травин А.В. и др.** 40Ar-39Ar и K-Ar датирование вулканических пород альба Приамурья и Забайкалья // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза / Материалы II Росс. конференции по изотопной геохронологии. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 410-413.
- Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К.** Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2004. Т. 12. № 6. С. 36-52.
- Сухов В.И., Феклович Р.П.** Анализ материалов по вулканогенным поясам Амурской области и Хабаровского края (Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс). Хабаровск. ДВТГУ, 1968. 118 с.
- Типы магм и их источники в истории Земли. Ч. 2. Ред. Богатиков О.А., Коваленко В.И. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 280 с.
- Чжан Хун, Чжао Чуньцин, Яо Чжень и др.** Динамические основы мезозойского вулканизма в северной части Большого Хингана (КНР) // Тихоокеанская геология, 2000. 19. №1. С. 109-117.
- Derbeko I.M.** Geodynamical situation of Mesozoic Sedimentation of the Amur-Okhotsk Folded System (Yankansky Terrane) // Cretaceous Continental Margin of East Asia: Stratigraphy, Sedimentation, and Tectonics. The IV-th International Symposium of IGCP 434. Khabarovsk. 2002. P. 33-34.
- Derbeko I.M.** Early cretaceous intrusive and volcano-plutonic complexes of the North-Greater Khingan zone (Amur region, Russia) and their role in AU-AG Mineralization // Metallogeny of the Pacific Northwest: Tectonics, Magmatism and Metallogeny of active continental margins. Vladivostok. Dalnauka, 2004. P. 93-96.
- Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J. et al.** Termal and chemical structure of the Iceland plume // Earth Planet. Sci. Lett., 1997. 153. P. 197-208.
- Le Roex A.P. et al.** Ferrobasalts from the Spiess Ridge segment of the Southwest Indian Ridge // Earth Planet. Sci. Lett., 1982. V. 60. P. 437-451.
- Maruyama S., Seno T.** Orogeny and relative plate motions, an exemple of the Japanese Islands // Tectonophysics, 1986. V. 12. № 127. P. 305-329.
- Rollinson H.R.** Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. London. Longman, 1995. 352 p.
- Schilling J.-K. et al.** Petrologic variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29oN to 73oN // Am. J. Sci., 1983, V. 283. 510-586.
- Sorokin A.A., Ponomarchuk V.A.** Umlekan-Ogodzha Early Cretaceous magmatic belt (North margin of the Amurian superterrane): duration of magmatism // Geochim. Cosmochim. Acta., 2002, 66. № 15A. P. A728.