

# МАГМАТИЗМ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ПОЗДНЕГО МЕЗОЗОЯ В ЭВОЛЮЦИИ БУРЕЯ-ЦЗЯМУСИНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА

Дербекко И.М.

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

Бурей-Цзямусинский супертеррейн является составляющей Амурской плиты (микроконтинента по [Зоненшайн и др., 1990]) восточной части Евразии. Расчеты ряда авторов [Ашурков и др., 2011 и др.] показали, что восточная граница Амурской плиты проходит по одной из ветвей системы разломов Тан-Лу, которая соответствует восточной границе Бурей-Цзямусинского супертеррейна (рис. 1). Северная граница определяется по его контакту с Монголо-Охотским орогенным поясом [Парфенов и др., 2003]. На западе и юге супертеррейн граничит с палеозойскими-раннемезозойскими орогенными поясами: Южномонгольско-Хинганским, Солонкерским, Вундурмиао [Парфенов и др., 2003].

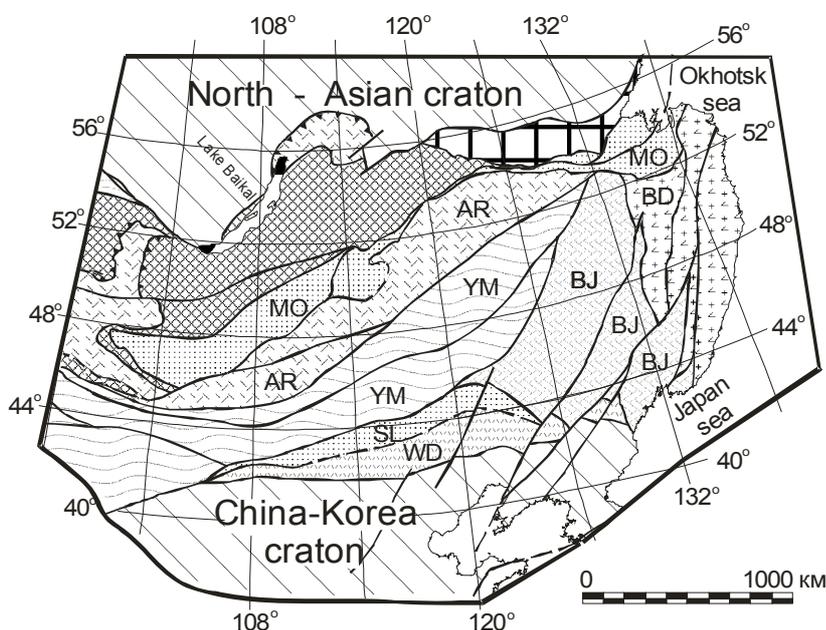


Рис. 1. Орогенные пояса: МО – Монголо-Охотский, YM – Южномонгольско-Хинганский, SL – Солонкерский, WD – Вундурмиао; супертеррейны: BJ – Бурей-Цзямусинский, AR – Аргунский; BD – Баджалский террейн [Парфенов и др., 2003].

По мнению [Зоненшайн и др., 1990] присоединение этого супертеррейна к Аргунскому произошло во второй половине палеозоя. А затем, уже Амурский микроконтинент, совместно с Северо-Китайской плитой, продвигался на север и аккретировал к Сибирской платформе в раннем мелу по [Шарову и др., 1992], поздней юре [Павлов, Парфенов, 1973] или в конце палеозоя [Парфенов и др., 1996]. Есть мнение [Геодинамика и магматизм..., 2006], что в позднем мезозое шовная зона между Амурским микроконтинентом и Монголо-Охотской сутурой амальгамировалась вулcano-плутоническими комплексами. Но данные по геохронологии и вещественному составу этих комплексов отрицают позднемезозойское единство в эволюции супертеррейнов, слагающих Амурский микроконтинент. Для северных флангов Аргунского супертеррейна и Южномонгольско-Хинганского орогенного пояса установлены следующие этапы вулканической активности: 147 Ма – субщелочной риолитовый комплекс; 140-122 Ма – дифференцированный известково-щелочной вулcano-плутонический комплекс; 119-97 Ма – бимодальный вулcano-плутонический комплекс [Derbeko, 2012]. Бимодальные комплексы сопровождают закрытие Монголо-Охотского бассейна в пределах и западного [Типы магм, 2006] и восточного [Derbeko, 2012] звеньев Монголо-Охотского пояса. Но их аналоги отсутствуют в зоне сочленения Монголо-Охотского пояса и Бурей-Цзямусинского супертеррейна.

В пределах северного фланга Бурей-Цзямусинского супертеррейна континентальный вулканизм соответствует трем возрастным этапам: начало раннего мела (136 Ма), апт-альб

(117-105 Ma), конец раннего мела – альб (101-99 Ma). Распространение вулканитов начала раннего мела приурочено к контурам Амура-Зейской впадины, которая продолжается в юго-западном направлении впадиной Сунляо (Китай), где также установлены кислые вулканиты с возрастом 136 Ma [Wang et al., 2002]. Эти вулканиты принадлежат внутриплитным образованиям. Низкокалийевые андезиты поярковского комплекса формируются на территории супертеррейна в конце раннего мела (117-107 Ma). Породы бурундинского комплекса с возрастом 111-105 Ma расположены вдоль южной границы Монголо-Охотского пояса на территории Буряя-Цзямусинского супертеррейна [Дербекко, 2010]. В интервале 108-105 Ma вдоль восточной границы супертеррейна (современные координаты) формируются андезиты станолиторского комплекса. Геохронологические данные для лав и субвулканических тел определяют время формирования магматической составляющей. Но начало их становления фиксируется с накопления туфогенно-осадочной части покровных фаций. Мощность этой составляющей для всех комплексов 200-450 метров. Туфогенно-осадочный разрез поярковского комплекса накапливался в готерив-барремское время, а бурундинского и станолиторского – в баррем-аптское время. Все вулканиты относятся к известково-щелочной низко- и высококалийевой сериям. Они характеризуются надсубдукционным типом распределения микроэлементов (Nb и Ta минимумы, повышенные содержания Ba, Rb, K, Ti, Sr). Было показано, что образования бурундинского комплекса представляют фрагмент островной дуги, которая формировалась на окраине Буряя-Цзямусинского супертеррейна [Дербекко, 2010].

Диаграмма [Gill, 1981] иллюстрирует, что образование исходного расплава для этих трех комплексов происходило за счет плавления перидотита. Соотношение  $[Tb/Yb]_{n_{Cl}} < 1.8$ , это значит, что магмоформирующими субстратами являлись шпинелевые перидотиты [Wang et al., 2002a]. При этом степень плавления субстрата шпинелевого перидотита закономерно понижалась от вулканитов поярковского комплекса к вулканитам станолиторского. Таким образом, частично породы этих трех комплексов можно рассматривать, как первичные, что подтверждается отсутствием (или слабым проявлением) Eu-вых аномалий – одного из критериев первичности магм. Отношения некогерентных элементов (Ce/La, Zr/La, Nb/La, Th/La, Yb/La) не только близки постоянным величинам, но они также коррелируются между собой, что свидетельствует в пользу принадлежности пород этих трех комплексов к единому магматическому этапу, производные которого претерпевали эволюцию в связи с затуханием субдукционных процессов. Многие авторы связывают с затуханием субдукции понижение концентраций Sr и повышение содержаний Ce и Th, что видно по геохимическим характеристикам пород этих комплексов в направлении от вулканитов поярковского к вулканитам станолиторского комплекса: Sr – от 1029 ppm до 153 ppm, Ce – от 28.52 ppm до 75.07 ppm, Th – от 1.7 ppm до 15.89 ppm. Их принадлежность к единому магматическому процессу подтверждает соотношение Zr/Nb-Nb/Th, согласно которому все эти образования выплавлялись из источника близкого по составу к источнику типа EN [Геншафт и др., 2006] с присутствием компоненты деплетированного источника. Серия геохимических индикаторов (Nb/La, La/Ta, Ta/Th и др.) указывает на то, что магмы этих вулканитов были также подвержены контаминации коровым веществом. По соотношению Ce/Y (< 4) и La/Nb (< 3.5) образование пород комплексов происходило за счет смешения с корой продукта частичного плавления шпинелевого перидотита мантии [Hoffman, 1997].

Завершается вулканическая активность в пределах рассматриваемой территории 101-99 Ma назад формированием внутриплитного вулcano-плутонического комплекса [Дербекко, 2012].

Выше сказано, что на севере Буряя-Цзямусинский супертеррейн граничит с Монголо-Охотским орогенным поясом. Вдоль этого пояса развиты палеозойские и мезозойские контрастные образования [Типы магм..., 2006; Derbekko, 2012]. Формирование этих комплексов происходило в условиях коллизионного сжатия, обусловленного сближением Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов и (возможного) воздействия плюма на участок, находящийся в условиях коллизионного сжатия. Бимодальные комплексы имеют

линейное распространение в обрамлении Монголо-Охотского пояса. Но на востоке их распространение ограничено структурами Бурей-Цзямусинского супертеррейна. Можно предположить, что эта территория не претерпевала подобных процессов.

Для территории Бурей-Цзямусинского супертеррейна разработана схема тектонического развития [Liu Zhaojun et al., 1994], на которой показано, что в интервале поздняя юра – ранний мел в бассейне Сунляо доминировало растяжение, спровоцированное изменениями движения плиты Изнага. В результате чего около 135 лет назад сформировались рифтообразные структуры [Liu Zhaojun et al., 1994], которые заполнились углесодержащими осадками и вулканитами кислого состава. В этот период в пределах рассматриваемой территории формируется комплекс кислых вулканитов с возрастом 136 Ма. В интервале 136-120 Ма территория представляла пассивную континентальную окраину. Временной этап формирования пород поярковского, бурундинского и станолиторского комплексов соответствует моменту, когда плита Изнага меняла направление движения с северного на северо-западное. При этом угол поворота плиты составлял почти  $30^\circ$  [Miyamoto, Seno, 1986]. В этот период происходила пологая субдукция океанической плиты под континент со скоростью  $>20$  см/год. Поэтому становление пород на континентальной коре в условиях субдукции андийского типа представляется вполне допустимым.

Ю.С. Бретштейном и А.В. Климовым [Геодинамика, магматизм..., 2006] получены палеомагнитные данные для главных тектонических единиц юга Дальнего Востока. Согласно этим данным в юре-неогене Бурей-Цзямусинский супертеррейн находился на весьма значительном удалении от Северо-Китайской плиты.

Можно предположить, что в интервале 120-105 Ма назад на всей территории Бурей-Цзямусинского супертеррейна происходила вулканическая деятельность, обусловленная субдукционными процессами. В течение этого времени вулканические образования теряли типично субдукционные петро-геохимические признаки: в них понижалось содержание Sr, повышались количества Ce, Th, Nb, Ta, Rb, K, Ti. Такие изменения в составе пород указывают на затухание активных субдукционных процессов. Временной этап формирования пород этих трех комплексов соответствует этапу пологой субдукции океанической плиты под окраину Бурей-Цзямусинского супертеррейна.

В интервале 105-101 Ма лет на территории Бурей-Цзямусинского супертеррейна полностью затухают магматические процессы. А 101 Ма назад формируется внутриплитный вулcano-плутонический комплекс кислых-щелочных пород. Как наиболее вероятный тектонический сценарий при формировании этих пород, автором рассматривается коллизия Бурей-Цзямусинского и Баджальского террейнов, что подтверждается палеомагнитными данными [Геодинамика, магматизм..., 2006].

**Заключение.** На основании сопоставления времени формирования, петро- и геохимических характеристик, принадлежности к единому магматическому очагу пород андезитовой формации Бурей-Цзямусинского супертеррейна (поярковского, бурундинского и станолиторского комплексов) можно констатировать: образования изученных комплексов имеют близкие геохронологические и геохимические параметры и родственны надсубдукционным вулканитам известково-щелочных серий. Изменения содержаний макро- и микрокомпонентов в составе вулканических комплексов можно объяснить смешением мантийного источника флюидов при частичном плавлении нижней континентальной коры и субдуцируемой плиты на ее контакте с мантией. Это подтверждается присутствием «адакитового компонента» – следов плавления океанической плиты в породах поярковского и бурундинского комплексов: наличие магнезиальных андезитов и андезибазальтов, высокие концентрации Sr и Ba, низкие концентрации HREE при высоких отношениях La/Yb и низких K/La. В интервале 120-105 млн лет назад территория Бурей-Цзямусинского супертеррейна представляла активную континентальную окраину. В течение этого времени вулканические образования теряли типично субдукционные признаки, что связано с затуханием активных субдукционных процессов. А размещение и геохимические характеристики вулканических пород этих комплексов указывают на направление движения субдуцируемой океанической

плиты: его северная территория в этот период была развернута в сторону океана. Можно предположить, что Бурья-Цзямусинский супертеррейн в момент формирования этих трех комплексов не был составляющей Амурского микроконтинента, а являл собой самостоятельный геологический объект. Его присоединение к Амурскому микроконтиненту произошло гораздо позднее альба.

### Литература

Ашурков С.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В., Сорокин А.П., Серов М.А., Бызов Л.М. Кинематика Амурской плиты по данным gps-геодезии // Геология и геофизика. 2011. № 2. С. 299-311.

Геншафт Ю.С., Грачев А.Ф., Салтыковский А.Я. Геохимические особенности кайнозойских базальтов Монголии: проблема природы мантийных источников // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 3. С. 377-389.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. – Vladivostok: Dalnauka. 2006. – 572 p.

Дербек И.М. Позднемезозойский вулканизм Монголо-Охотского пояса (восточное окончание и южное обрамление восточного звена пояса). – Saarbrücken: LAMBERT Academic Publishing. 2012. – 97 p.

Дербек И.М., Агафоненко С.Г., Козырев С.К., Вьюнов Д.Л. Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс [проблемы выделения] // Литосфера. 2010. №3. С. 70-77.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра. 1990. Кн.1. – 328 с.

Павлов Ю.А., Парфенов Л.М. Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограничений Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука. 1973. – 111 с.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогов О., Х. Янь. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. №6. С.7-41.

Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. 1996. Т.15. №4. С.3-15.

Типы магм и их источники в истории Земли. Ч.2. – М.: ИГЕМ РАН. 2006. – 280 с.

Шаров В.Н., Фефелов Н.И., Яблоновский Б.В. Датирование нижнепротерозойских стратифицированных образований Патомского нагорья Pb/Pb методом // Доклады РАН. 1992. Т.324. №5. С. 1081-1084.

Derbeko, I.M. Bimodal volcano-plutonic complexes in the frames of Eastern member of Mongol-Okhotsk orogenic belt, as a proof of the time of final closure of Mongol-Okhotsk basin, In: Updates in volcanology - A Comprehensive Approach to Volcanological Problems. Croatia: In Tech. 2012. P. 99-124.

Gill, J.B. Orogenic andesites and plate tectonic. – New York. 1981. – 390 p.

Hoffman, A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V.385. P. 219-229.

Liu Zhaojun, Wang Xiaolin, Lui Wanghu, Xue Fang, Zhao. Manping. Formational mechanism of the Songliao and Hailaer Mesozoic basins of Mongholui – Suifenhe geoscience transekt region. In: M-SGT geological research group ed. Geological Research on Litosphere Structure and its Evolution of Mongholui – Suifenhe Geoscience Transekt Region of China, Beijing: Seismic Publishing House. 1994. P. 14-25 (in Chinese).

Maruyama, S., Seno, T. Orogeny and relative plate motions: example of the Japanese Islands // Tectonophysics. 1986. V.127. 3-4, №1. P. 305-329.

Wang, P.-J., W.-Z. Liu, Wang, S.-X., Song W.-H. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and K/Ar dating on the volcanic rocks in the Songliao basin, NE China; constraints on stratigraphy and basin dynamics // Int. J. Earth Sci. 2002. V.91. P. 331-340.

Wang, K., Plank, T., Walker, J.D., Smith, E.I. A mantle melting profile the Basin and Range, SW USA // Journal of Geophysical Research. 2002a. V.107. № B1.