

УДК 551.76.03

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ТРИАСОВО-ЮРСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ПРОБЛЕМА РАННЕМЕЗОЗОЙСКОГО ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

© 2004 г. А. А. Сорокин, В. В. Ярмолюк, А. Б. Котов,
член-корреспондент РАН А. П. Сорокин, Н. М. Кудряшов, Ли Цзинь

Поступило 21.06.2004 г.

Геологические события раннемезозойской эпохи сыграли важную роль в формировании структуры Восточной и Центральной Азии. В это время произошло столкновение Сибирского и Сино-Корейского континентов, сопровождавшееся закрытием Солонкерского (в раннем триасе) и Монголо-Охотского (не позднее средней юры) палеоокеанических бассейнов [6], и, кроме того, стала формироваться конвергентная граница вдоль тихоокеанской окраины. Эти события сопровождались чрезвычайно широким проявлением гранитоидного магматизма. Однако существующие представления о связи тектонических и магматических процессов в истории геологического развития рассматриваемого региона далеко не всегда имеют необходимое геологическое и геохронологическое обоснование. Достаточно четко масштабы и закономерности распространения раннемезозойского магматизма, связанного с формированием Монголо-Охотского складчатого пояса, были установлены на основе геохронологических исследований лишь в последние годы и то только для западного выклинивания этой структуры [4, 7]. Для восточного его сегмента такие построения имеют гипотетический ха-

рактер из-за отсутствия необходимых геохронологических данных. В связи с этим выделение и изучение здесь раннемезозойских магматических образований имеет первостепенное значение для реконструкции как одного из заключительных этапов формирования Монголо-Охотского складчатого пояса, так и восточной окраины Азиатского континента в целом.

В настоящем сообщении приведены геохронологические данные для гранитоидов северо-восточных окраин Аргунского и Буреинско-Цзямусинского террейнов, позволяющие значительно уточнить масштабы проявления раннемезозойского магматизма в южном обрамлении восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса и провести его корреляцию с другими регионами Восточной и Центральной Азии.

Прежде чем перейти к представлению результатов изотопно-геохронологических и геохимических исследований, напомним, что в строении Аргунского и Буреинско-Цзямусинского террейнов южного обрамления восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса традиционно выделяются многочисленные докембрийские и фанерозойские гранитоидные комплексы, хотя возраст большинства из них не имеет надежного обоснования [2]. Раннемезозойские гранитоиды исследуемого региона объединяются в составе триасового или пермо-триасового харинского интрузивного комплекса. К этому комплексу отнесены многочисленные малые и средние интрузии среднезернистых субщелочных гранитов, лейкогранитов и субщелочных лейкогранитов, большая часть которых сосредоточена в восточной части Аргунского и Буреинско-Цзямусинского террейнов (рис. 1). Для гранитоидов Большекурбинского и Индукачинского массивов, которые являются типичными представителями харинского комплекса, U–Pb-методом по циркону недавно получены оценки возраста соответственно 212 ± 5 и 201 ± 6 млн. лет [1].

*Отделение региональной геологии и гидрогеологии
Амурского научного центра
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Благовещенск
Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Российской Академии наук, Москва
Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской Академии наук, Санкт-Петербург
Геологический институт
Кольского научного центра
Российской Академии наук,
Апатиты Мурманской обл.
Геологический институт
Академии геологических наук
Китайской Народной Республики, Пекин*

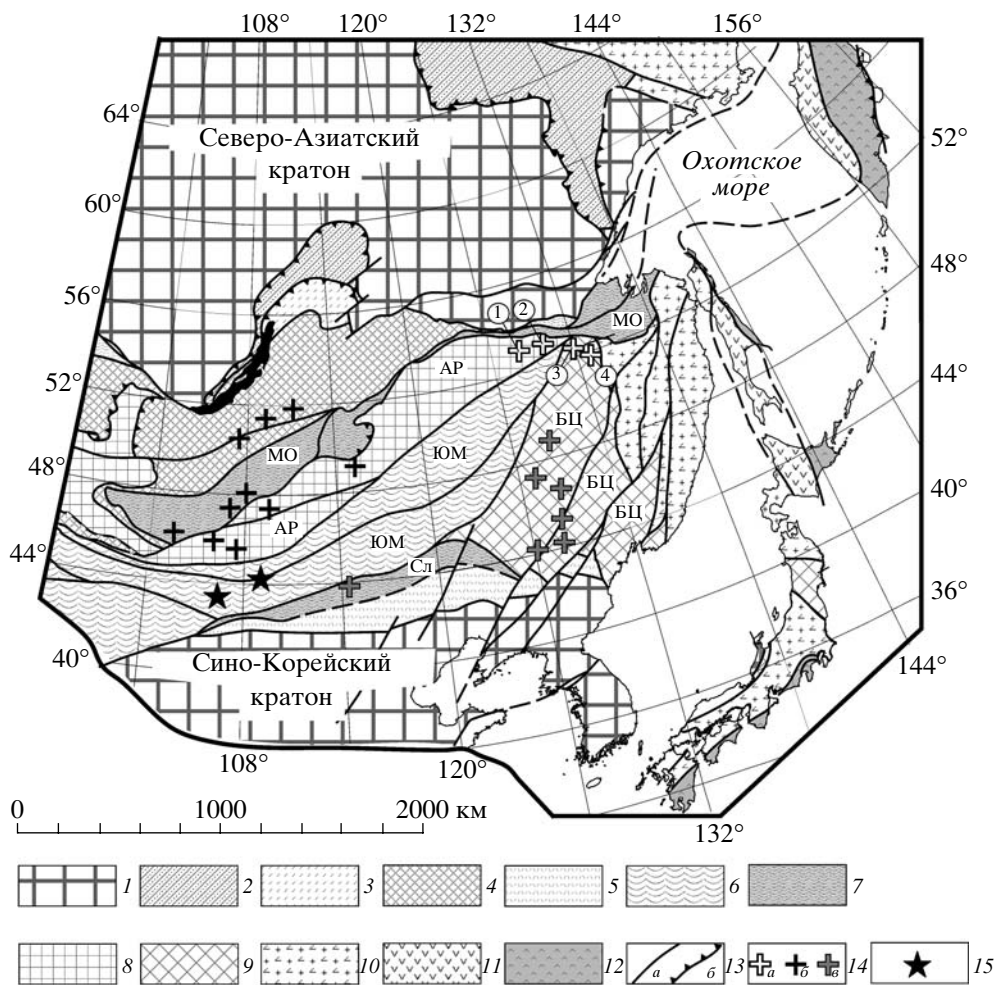


Рис. 1. Схема расположения раннемезозойских гранитоидов восточной окраины Евразии. Тектоническая основа по [6]. 1 – кратоны и их фрагменты; 2 – складчато-надвиговые пояса окраины кратона; 3 – 7 – домезозойские орогенные пояса: 3 – позднерифейский, 4 – позднекембрийско-раннеордовикский, 5 – силурийский, 6 – позднепалеозойский, 7 – позднепалеозойско-раннемезозойский; 8, 9 – фрагменты домезозойских орогенных поясов: 8 – позднерифейский, 9 – раннепалеозойский; 10–12 – мезозойские и кайнозойские орогенные пояса: 10 – поздне меловой, 12 – кайнозойский; 13 – основные разломы: а – с крутым и б – пологим падением; 14 – раннемезозойские граниты: а – северных окраин Мамынского и Буреинского террейнов, б – в районе западного выклинивания Монголо-Охотского складчатого пояса (по [4]), в – южной окраины Буреинского террейна (по [8–10]), 15 – раннемезозойские метаморфические комплексы (по [5]). Орогенные пояса и их фрагменты: АР – Аргунский (Керулен-Аргуно-Мамынский), БЦ – Бурей-Цзямусинский, МО – Монголо-Охотский, Сл – Солонкерский, ЮМ – Южно-Монгольский. Цифры в кружках – массивы, упоминаемые в тексте: 1 – Шимановский, 2 – Усть-Дугдинский, 3 – Большекурбинский, 4 – Индукачинский.

Кроме того, раннемезозойский возраст был установлен нами для средне- и крупнозернистых биотитовых гранитов Усть-Дугдинского массива и лейкогранитов Шимановского массива восточной части Аргунского террейна (рис. 1), которые традиционно относятся к раннепалеозойскому октябрьскому комплексу, имеющему широкое распространение в пределах указанной части террейна.

Циркон, выделенный из биотитовых гранитов Усть-Дугдинского массива (проба С-801), представлен дипирамидально-призматическими прозрачными и полупрозрачными бесцветными и желтовато-коричневыми кристаллами цирко-

нового габитуса с однородным внутренним строением; $K_{удл} = 2-3$. Для геохронологических исследований были использованы две навески циркона из размерных фракций +100 и –75 мкм, которые оказались конкордантными (табл. 1, рис. 2а). Среднее значение возраста, рассчитанное для этих фракций по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, отвечает 208 ± 9 млн. лет и может рассматриваться как оценка возраста становления Усть-Дугдинского массива.

Лейкократовые граниты Шимановского массива (проба R-28) датированы (SHRIMP) в Геологическом институте Академии геологических наук Китая (табл. 2, рис. 2б). Как видно на рис. 2б, изученный циркон характеризуется незначитель-

Таблица 1. Результаты U–Pb-изотопных исследований циркона из биотитовых гранитов Усть-Дугдинского массива

№обр./№ фракции	Размер фракции (мкм), навеска (мг)	Содержание, мкг/г		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Rho	Возраст, млн. лет		
		Pb	U							$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
C-801/1	+100, 7.2	43.3	1167	640	0.07296	0.1793	0.03343	0.2316	0.73	212.0 ± 0.6	211.5 ± 0.8	206.6 ± 7
C-801/2	-75, 6.9	40.2	1162	1400	0.06061	0.1548	0.03264	0.2263	0.72	207.0 ± 0.6	207.1 ± 0.6	208.2 ± 6

Примечание. Геохронологические исследования выполнены в ГИ КНЦ РАН на масс-спектрометре МИ-1201-Т (ошибка определения U/Pb-отношений – 0.7%, значения масс-фракционирования – 0.18 ± 0.06 ату для МИ-1201-Т, холостое загрязнение не превышало 0.1–0.2 нг для Pb и 0.05 нг для U). Звездочкой отмечено: значения исправлены на масс-фракционирование, холостое загрязнение и обыкновенный свинец по модели Стейси–Крамерса [13]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [14]. Все ошибки приведены на уровне 2σ. Погрешности соответствуют последним значащим цифрам после запятой. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам “PbDAT” [11] и “ISOPLOT” [12].

Таблица 2. Результаты U–Pb–Th-изотопных исследований циркона (SHRIMP) из лейкогранитов Шимановского массива (образец R-28)

№ зерна	Содержание, мкг/г			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	Возраст, млн. лет	
	U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$						$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$
1	662	302	1.40	0.47	0.0455 ± 38	0.183 ± 16	0.0291 ± 3	0.0087 ± 6	184.8 ± 2.1	175 ± 12
2	295	288	1.41	1.01	0.0435 ± 43	0.177 ± 17	0.0295 ± 3	0.0089 ± 4	187.6 ± 1.8	179 ± 7
3	338	168	0.83	0.51	0.0482 ± 14	0.191 ± 6	0.0288 ± 2	0.0089 ± 2	183.0 ± 1.5	180 ± 4
4	966	371	0.37	0.40	0.0486 ± 14	0.202 ± 6	0.0301 ± 2	0.0091 ± 3	191.3 ± 1.5	184 ± 6
5	830	395	0.62	0.49	0.0461 ± 16	0.190 ± 7	0.0298 ± 2	0.0092 ± 3	189.5 ± 1.0	185 ± 5
6	288	152	1.08	0.54	0.0420 ± 16	0.180 ± 7	0.0311 ± 2	0.0084 ± 2	197.3 ± 1.6	168 ± 5
7	871	360	0.47	0.43	0.0484 ± 13	0.204 ± 6	0.0305 ± 2	0.0084 ± 2	193.9 ± 1.0	170 ± 5
8	356	186	1.17	0.54	0.0447 ± 21	0.186 ± 9	0.0301 ± 2	0.0088 ± 3	191.4 ± 1.4	177 ± 7
9	163	137	1.58	0.87	0.0423 ± 59	0.174 ± 25	0.0299 ± 4	0.0089 ± 6	189.6 ± 2.4	179 ± 12

Примечание. Геохронологические исследования выполнены в Геологическом институте Академии геологических наук КНР по методике, описанной в [15]. Звездочка – радиогенная часть свинца. Изотопные отношения скорректированы по ^{204}Pb . При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [14]. Все ошибки приведены на уровне 1σ. Погрешности соответствуют последним значащим цифрам после запятой. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам “PbDAT” [11] и “ISOPLOT” [12].

ной обратной дискордантностью. Однако часть зерен циркона в пределах погрешности измерений имеет субконкордантные оценки возраста (табл. 2, рис. 2б). Средневзвешенное значение возраста (2σ), рассчитанное по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет 190 ± 3 млн. лет (СКВО = 8.6), что является минимальной оценкой возраста кристаллизации лейкокатовых гранитов рассматриваемого массива.

Таким образом, получены близкие оценки возраста для гранитоидов, которые традиционно относились к разным интрузивным комплексам. Это обстоятельство указывает на то, что площадь распространения раннемезозойского магматизма в южном обрамлении восточного сегмента Монголо-Охотского пояса существенно шире, нежели считалось ранее. Важным результатом является также то, что удалось уточнить

возраст этого магматизма как поздне триасовый–раннеюрский, а не пермо-триасовый, как было принято считать ранее.

Полученные к настоящему времени геохронологические данные свидетельствуют о синхронности интервалов проявления раннемезозойского магматизма в обрамлении западного и восточного сегментов Монголо-Охотского складчатого пояса. Эти интервалы составляют соответственно 226–189 млн. лет [4] и 213–189 млн. лет. Такой же возрастной интервал проявления гранитоидного магматизма отмечается для центральной и южной частей Буреинско-Цзямусинского террейна, граничащих с Солонкерской зоной – 213–183 млн. лет [9, 10]. Близкий возраст (224–219 млн. лет) имеет и высокотемпературный метаморфизм, связанный с образованием северной сутурной границы Солонкерской зоны [5]. Другими словами, раннеме-

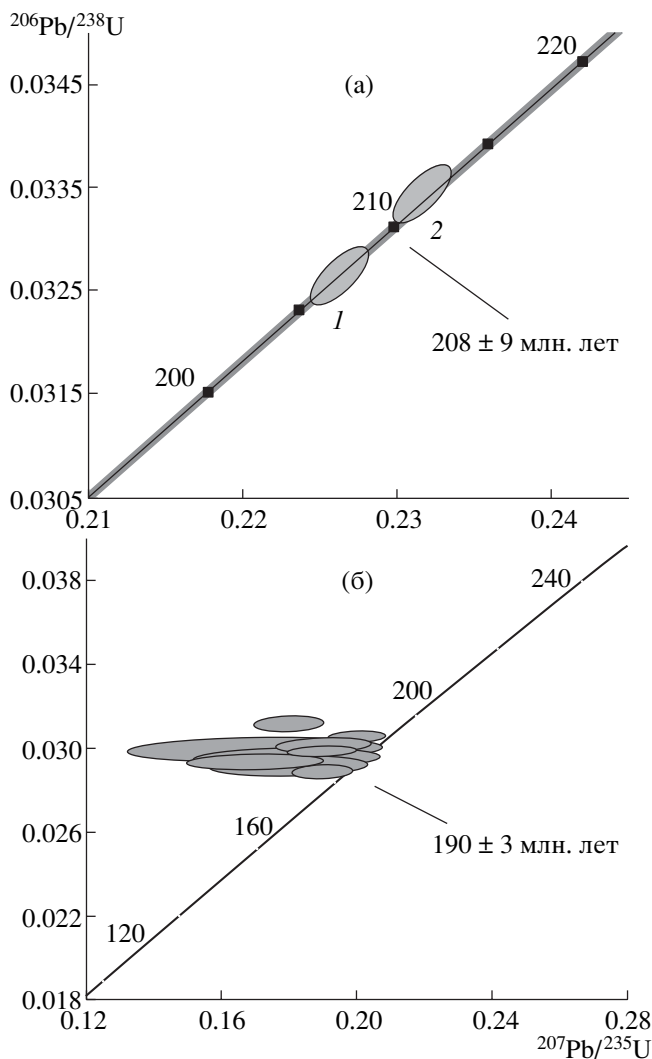


Рис. 2. Диаграммы с конкордией для цирконов из раннемезозойских гранитоидов южного обрамления восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса. а – Усть-Дугдинский массив (обр. С-801, 1, 2 – № фракции), б – Шимановский массив (обр. R-28).

зойский гранитоидный магматизм охватил весь ансамбль тектонических блоков, расположенных между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратами (рис. 1). Однако, как уже отмечалось, геодинамическая природа ареалов раннемезозойских гранитоидов трактуется по-разному. Так, в районе западного выклинивания складчатых структур Монголо-Охотского складчатого пояса ареал раннемезозойского магматизма связывается с замыканием океанического бассейна и формированием на его месте орогенного пояса [4, 7]. Аналогичный вариант интерпретации предлагается для близких по возрасту гранитоидов Солонкерской зоны [8]. Происхождение раннемезозойских гранитоидов Буринско-Цзямусинского террейна связывается с амальгамацией террейнов в единый микроконтинент

Амурия [3]. В то же время практически одинаковый возрастной диапазон проявления раннемезозойского гранитоидного магматизма Центральной и Восточной Азии дает все основания полагать, что он был обусловлен каким-то общим геологическим событием.

Обратимся к известным палинспастическим реконструкциям на этот отрезок геологической истории. На основе палеомагнитных и геологических данных предполагается, что соединение тектонических блоков (террейнов) южного обрамления Монголо-Охотского пояса в единый Амурский супертеррейн имело место в конце палеозоя [3, 6, 10]. К раннему триасу относится также закрытие Солонкерского океана [6]. Поэтому к концу триаса между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратами остался лишь залив, сохранившийся на месте Монголо-Охотского океана. При этом полное смыкание континентальных окраин последнего произошло не позднее средней юры [6].

В рамках перечисленных событий наиболее вероятной геодинамической обстановкой формирования многочисленных интрузий раннемезозойских гранитоидов является коллизия Северо-Азиатского кратона, Амурского супертеррейна и Сино-Корейского кратона. В соответствии с полученными к настоящему времени данными она протекала в интервале поздний триас–ранняя юра (между 226 и 183 млн. лет). В результате произошло столкновение бортов Монголо-Охотского залива в западной его части, в то время как восточная его часть могла представлять собой реликтовый океанический бассейн, закрывшийся в средней юре. В это же время (в позднем триасе), вероятно, завершилось формирование Солонкерской коллизионной зоны [5]. Именно эти события обусловили проявление раннемезозойского гранитоидного магматизма, охватившего весь ансамбль геологических структур между указанными кратами.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проект 02–05–39019, 02–05–64196), Президиума ДВО РАН (проект 04–2–0–00–022), НШ-768.2003.5 и Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7, 8.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафоненко С.Г., Серезников А.Н., Яшинов А.Л. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1 : 200000. Тугурская серия. Лист №-51-XXV. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
2. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1 : 2500000. Объяснительная записка. СПб.; Благовещенск; Харбин, 1999. 135 с.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.

4. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. // Петрология. 2003. Т. 11. № 2. С. 164–178.
5. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н. и др. // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 519–524.
6. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
7. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42–63.
8. Bin Chen, Bor-ming Jahn, Wilde S., Bei Xu // Tectonophysics. 2000. V. 328. P.157–182.
9. Fu-yuan Wu, Bor-ming Jahn, Wilde S., De-you Sun // Tectonophysics. 2000. V. 328. P. 89–113.
10. Fu-yuan Wu, De-you Sun, Huimin Li et al. // Chem. Geol. 2002. V. 187. P. 143–173.
11. Ludwig K.R. // US Geol. Surv. Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.
12. Ludwig K.R. // Berkley Geochronol. Center Sper. Publ. 1999. № 1a. 49 p.
13. Stacey J.S., Kramers I.D. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
14. Steiger R.H., Jager E. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
15. Williams I.S. // Rev. Econ. Geol. 1998. № 7. P. 1–35.