

УДК 550.93

## ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

© 2003 г. А. А. Сорокин, Н. М. Кудряшов, член-корреспондент РАН А. П. Сорокин, А. Г. Рублев, О. А. Левченков, А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова, В. П. Ковач

Поступило 22.05.2003 г.

Монголо-Охотский складчатый пояс является одним из основных структурных элементов восточной окраины Азии. Его восточный сегмент представляет собой сложную систему фрагментов палеозойских и раннемезозойских структур, вытянутых в субширотном направлении между южной окраиной Северо-Азиатского кратона на севере и эпипалеозойским Амурским супертеррейном на юге. Он имеет клиновидное очертание – “пережимается” на западе континентальными образованиями и широко раскрывается на восток (рис. 1). Согласно современным тектоническим моделям, пояс рассматривается в качестве реликта океанического палеобассейна, закрывшегося в результате коллизии Северо-Азиатского кратона и Амурского супертеррейна [6] (или микроконтинента [3]). При этом вопросы о ширине, времени и кинематике его закрытия остаются невыясненными.

Определенный вклад в понимание истории формирования складчатого пояса внесли данные по геохронологии и геохимии палеозойских магматических комплексов северного и южного обрамлений пояса в целом [2, 4] и его восточного сегмента в частности [7]. Они позволили реконструировать фрагменты магматических дуг, связанных с субдукционными процессами вдоль сходяв-

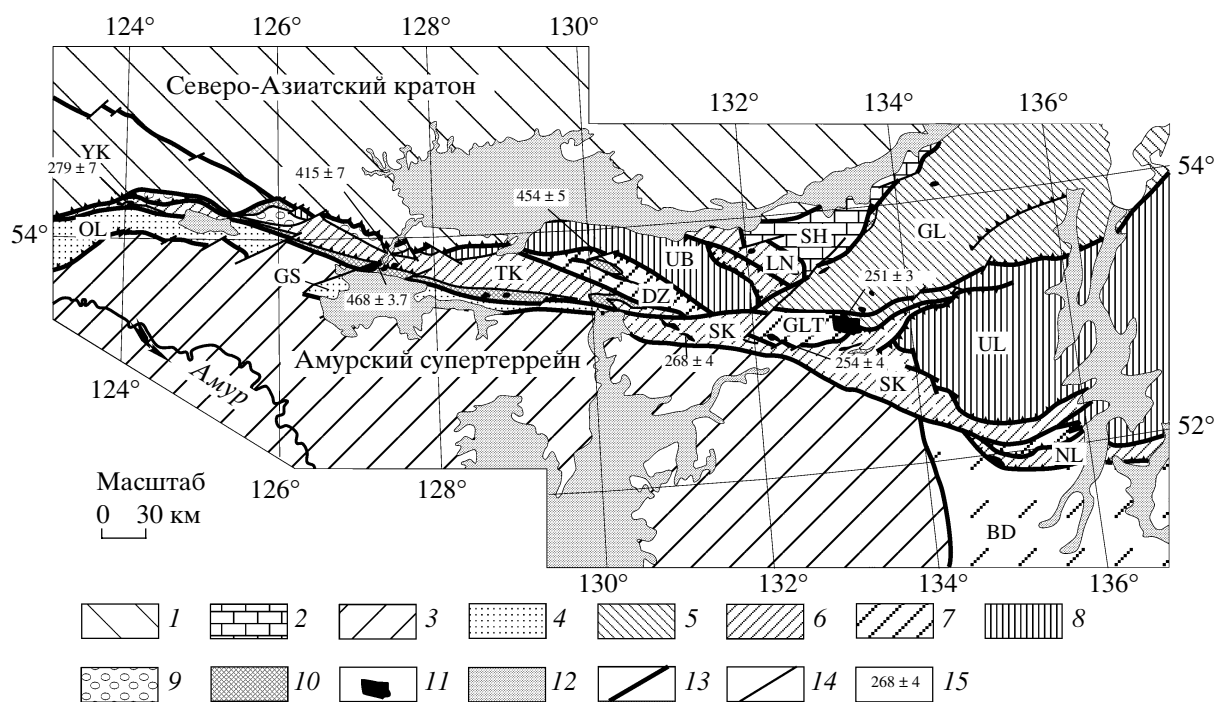
шихся континентальных окраин. В то же время существует острый дефицит информации о возрасте и вещественном составе интрузий, расположенных непосредственно в пределах восточной части пояса (в составе аккреционных комплексов).

Нами была исследована серия гранитоидных массивов в составе Янканского, Тукурингского, Джагдинского, Селемджино-Кербинского, Токурского террейнов (рис. 1), которые ранее условно считались позднепалеозойскими или раннемезозойскими [1, 5, 13]. Как правило, они представлены небольшими телами, деформированными вместе с вмещающими их комплексами, в силу чего большинство из них на мелкомасштабных геологических картах не выделяется. Включающие их террейны сложены флишоидными, вулканогенными, кремнистыми образованиями в различных соотношениях [3, 6] и интерпретируются как террейны аккреционного клина [6, 13]. Комплекс проведенных работ включал U–Pb-геохронологические, геохимические, а также Sm–Nd-изотопно-геохимические исследования.

Результаты этих исследований свидетельствуют о том, что в составе восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса присутствуют гранитоидные комплексы широкого возрастного диапазона: от раннего до позднего палеозоя (табл. 1, рис. 2).

Наиболее показательный пример – Тукурингский терреин (рис. 1), в составе которого традиционно выделяется пиканский габбро-плагиогранитный интрузивный комплекс условно средне-позднепалеозойского возраста [1, 5]. Проведенными нами исследованиями показано, что в общепринятом объеме комплекса оказались объединенными разновозрастные образования. Южная часть петротипического Пиканского массива сложена кварцевыми диоритами (обр. С-521) с возрастом  $468 \pm 3.7$  млн. лет (табл. 1, рис. 2а), на которые надвинута пластина метагабброидов офиолитового комплекса. Последние, в свою очередь, прорваны небольшим линзовидным в

*Отделение региональной геологии  
и гидрогеологии  
Амурского научного центра  
Дальневосточного отделения  
Российской Академии наук, Благовещенск  
Геологический институт  
Кольского научного центра  
Российской Академии наук,  
Апатиты Мурманской обл.  
Всероссийский научно-исследовательский  
геологический институт им. А.П. Карпинского,  
Санкт-Петербург  
Институт геологии  
и геохронологии докембрия  
Российской Академии наук, Санкт-Петербург*



**Рис. 1.** Схема расположения палеозойских гранитоидных комплексов восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса. 1–4 – структуры обрамления восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса: 1 – южная окраина Северо-Азиатского кратона, 2 – террейн пассивной континентальной окраины Северо-Азиатского кратона (нижнепалеозойские терригенно-карбонатные отложения), 3 – северная окраина Амурского супертеррейна, 4 – террейн континентальной окраины Амурского супертеррейна (среднепалеозойские терригенно-карбонатные отложения); 5–8 – террейны в составе Монголо-Охотского складчатого пояса, сложенные флишоидными, вулканогенными, кремнистыми образованиями: 5 – нижнего и среднего палеозоя, 6 – среднего и верхнего палеозоя, 7 – верхнего палеозоя, 8 – нижнего мезозоя; 9 – грубообломочные верхнеюрские отложения молассовых впадин; 10 – пространственно совмещенные или нерасчлененные палеозойские метагаббро офиолитовых и постофиолитовых комплексов; 11 – палеозойские гранитоиды; 12 – кайнозойские отложения; 13 – границы террейнов (главные разломы); 14 – второстепенные разломы; 15 – значения абсолютного возраста (млн. лет) некоторых гранитоидных массивов (U–Pb-метод). Названия террейнов: BD – Баджалский, DZ – Джагдинский, GL – Галамский, GLT – Токурский, GS – Гагско-Сагаанский, LN – Ланский, NL – Ниланский, OL – Ольдойский, SH – Шевлинский, SK – Селемджино-Кербинский, ТК – Тукурингрский, UB – Унья-Бомский, UL – Ульбанский, YK – Янканский.

плане телом гранитов (обр. С-720), возраст которых составляет  $415 \pm 7$  млн. лет (табл. 1, рис. 2а).

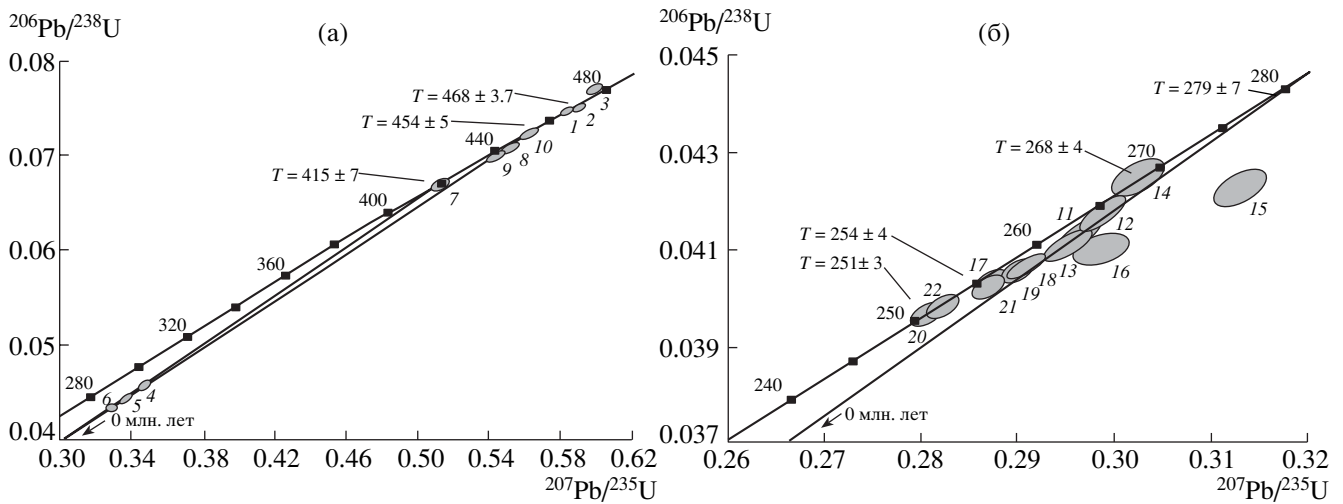
Неожиданное древнее значение возраста  $454 \pm 5$  млн. лет (табл. 1, рис. 2а) получено для катклазированных лейкогранитов Джагдинского террейна (обр. С-794-1), образующих вместе с габброидами цепочку будинированных тектонических пластин в зоне меланжа в осевой части указанного террейна (рис. 1). Следует отметить, что эти образования также относились к пиканскому комплексу. Парадоксальным является то, что эта датировка находится в резком контрасте с фаунистически обоснованным пермским возрастом отложений, среди которых проявлена данная зона меланжа [1, 5].

Более молодыми значениями возраста характеризуются гранитоиды других террейнов. Для биотит-роговообманковых гранитов (обр. С-817), прорывающих метатерригенные образования Янканского террейна (рис. 1) и условно относимых на крупномасштабных геологических картах

к мезозойским, получена оценка возраста  $279 \pm 7$  млн. лет (табл. 1, рис. 2б). Близкий возраст ( $268 \pm 4$  млн. лет (табл. 1, рис. 2б)) имеют кварцевые диориты златоустовского комплекса Селемджино-Кербинского террейна (рис. 1), ранее считавшиеся условно среднепалеозойскими [5]. Самые молодые значения возраста  $251 \pm 3$  и  $254 \pm 4$  млн. лет (табл. 1, рис. 2б) получены соответственно для кварцевых диоритов и гранодиоритов (обр. 1033-9 и АБС-48) ингаглинского комплекса Токурского террейна (рис. 1).

В геохимическом отношении гранитоиды рассматриваемых массивов также неоднородны. По распределению литофильных элементов их можно разделить на три группы.

Наиболее примитивным составом характеризуются кварцевые диориты (обр. С-521) с возрастом  $468 \pm 3.7$  млн. лет, представляющие южную часть Пиканского массива Тукурингрского террейна. По сравнению с составом верхней континентальной коры (рис. 3) они характеризуются



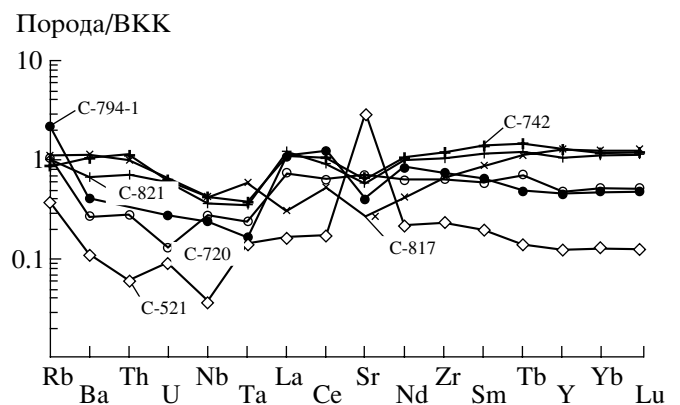
**Рис. 2.** Диаграммы с конкордией для цирконов из раннепалеозойских (а) и позднепалеозойских (б) гранитоидов восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса. Значения изотопных возрастов рассчитаны следующим образом. Для обр. С-521 (точки 1–3)  $T = 468 \pm 3.7$  млн. лет (средневзвешенное значение по  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  для двух конкордантных фракций, СКВО = 3.1); для обр. С-720 (т. 4–7)  $T = 415 \pm 7$  млн. лет (по верхнему пересечению дискордии, СКВО = 0.02); для обр. 794-1 (т. 8–10)  $T = 454 \pm 5$  млн. лет (по верхнему пересечению дискордии, СКВО = 0.21); для обр. С-817 (т. 11–13)  $T = 279 \pm 7$  млн. лет (по верхнему пересечению дискордии, СКВО = 0.65); для обр. С-821 (т. 14–16)  $T = 268 \pm 4$  млн. лет (возраст по  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  для конкордантной фракции); для обр. АБС-48 (т. 17–19)  $T = 254 \pm 4$  млн. лет (средневзвешенное значение по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  для трех фракций, СКВО = 0.046); для обр. 1033-9 (т. 20–22)  $T = 251 \pm 3$  млн. лет (средневзвешенное значение по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  для трех фракций, СКВО = 0.001). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

резким дефицитом большинства литофильных элементов, за исключением Sr. В целом им свойственны следующие геохимические особенности:  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \ll 1$ , Ba 202 ppm, Rb 12.2, Th 0.63, La 4.99, Ce 11.09, Nb 0.9, Zr 120 ppm.

Несколько более эволюционированным составом характеризуются граниты (обр. С-720) с возрастом  $415 \pm 7$  млн. лет того же Тукурингского террейна, прорывающие пластину офиолитовых метагabbроидов, и лейкограниты (обр. С-794-1) с возрастом  $454 \pm 5$  млн. лет из зоны меланжа Джагдинского террейна. Содержания большинства литофильных элементов в них, как правило, ниже, чем в верхней континентальной коре (La 22.27–32.70 ppm, Ce 41.78–79.93, Sr 144–246, Zr 165–167 ppm), при этом они наиболее деплетированы в отношении Rb 29.5–44.9 ppm, Th 2.95, U 0.36–0.77, Nb 5.93–6.84, Ta 0.37–0.52, Y 11.0–15.9 ppm, а также HREE (рис. 3).

Позднепалеозойские гранитоиды Янканского, Селемджино-Кербинского и Токурского террейнов (обр. С-817, С-821, С-742), прорывающие терригенные образования аккреционных комплексов, в большей степени отвечают составу верхней континентальной коры (Rb 73.8–128.3 ppm, Sr 104–215, Th 7.54–11.8, La 9.13–36.59, Sm 3.03–5.48, Yb 2.39–2.89, Zr 181–186, Y 25.6–32.6 ppm) при отрицательных аномалиях Nb 9.12–10.51 и Ta 0.78–1.29 ppm (рис. 3).

Полученные данные позволяют охарактеризовать изотопный состав источников и оценить модельный Nd-возраст рассматриваемых гранитоидов. Значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  в них варьируют в достаточно широких пределах от +6 до –6, а величины одно- и двустадийных Nd-модельных возрастов укладываются в интервалы от 0.7 до 1.6 и от 0.7 до 1.6 млрд. лет соответственно. При этом выделенные по геохимическим особенностям группы гранитоидов отличаются и по изотопными данным. Самые



**Рис. 3.** Мультикомпонентная диаграмма для палеозойских гранитоидов восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса. ВКК – верхняя континентальная кора по [8]. Номера образцов соответствуют номерам в таблицах 1 и 2.

Таблица 1. Результаты U–Pb-изотопных исследований цирконов из гранитоидов восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса

№ п.п.	№ обр./№ фракции	Размер фракции (мкм), навеска (мг)	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения						Rho			Возраст, млн. лет		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
1	C-521/1	<85, 0.50	26.7	364	5693	0.05637 ± 6	0.0653 ± 1	0.0751 ± 1	0.5835 ± 9	0.77	466.6 ± 2.3	466.7 ± 2.3	467.0 ± 2.3			
2	C-521/2	<85, 0.48	25.6	344	3447	0.05656 ± 6	0.0662 ± 1	0.0755 ± 1	0.5892 ± 12	0.76	469.5 ± 2.2	470.3 ± 2.4	474.4 ± 2.4			
3	C-521/3	>150, 0.83	16.5	213	1357	0.03594 ± 9	0.0618 ± 1	0.0775 ± 2	0.5981 ± 12	0.67	481.4 ± 2.4	476.0 ± 2.4	450.2 ± 3.4			
4	C-720/1	>120, 3.6	24.4	492	1017	0.06924 ± 13	0.1704 ± 3	0.04574 ± 9	0.3474 ± 21	0.48	288.3 ± 2.0	302.8 ± 2.1	416 ± 13			
5	C-720/2	75–120, 2.6	22.9	444	452	0.08703 ± 8	0.2155 ± 2	0.04417 ± 2	0.3353 ± 25	0.81	278.6 ± 2.0	293.6 ± 2.1	414 ± 9			
6	C-720/3	<75, 1.6	23.0	365	164	0.14343 ± 14	0.3589 ± 3	0.04332 ± 12	0.3290 ± 26	0.48	273.4 ± 1.9	288.8 ± 2.0	416 ± 16			
7	C-720/4	30% абразии от фр. > 120, 1.9	42.3	429	190	0.13135 ± 13	0.4087 ± 3	0.06733 ± 26	0.5117 ± 51	0.47	420.1 ± 2.9	419.6 ± 2.9	417 ± 36			
8	C-794-1/1	<50, 4.6	57.7	773	1365	0.06652 ± 6	0.1375 ± 1	0.07112 ± 8	0.5491 ± 21	0.77	442.9 ± 3.1	444.4 ± 3.1	452 ± 6			
9	C-794-1/2	50–75, 6.1	62.0	844	1610	0.06498 ± 4	0.1356 ± 1	0.07029 ± 11	0.5435 ± 11	0.81	437.9 ± 3.1	440.7 ± 3.1	455 ± 4			
10	C-794-1/3	>100, 6.0	50.6	673	2185	0.06257 ± 4	0.1266 ± 1	0.07230 ± 12	0.5640 ± 16	0.89	454.1 ± 3.2	454.1 ± 3.2	454 ± 4			
11	C-817/1	>100, 3.25	79.9	1947	1895	0.05947 ± 3	0.08081 ± 3	0.04146 ± 8	0.2966 ± 9	0.67	261.9 ± 1.8	263.8 ± 1.8	281 ± 8			
12	C-817/2	75–100, 1.19	71.1	1744	3760	0.05557 ± 2	0.07273 ± 3	0.04180 ± 8	0.2985 ± 6	0.81	264.0 ± 1.8	265.3 ± 1.9	277 ± 4			
13	C-817/3	<75, 0.84	73.7	1826	5470	0.05447 ± 3	0.07603 ± 6	0.04140 ± 6	0.2964 ± 6	0.75	261.5 ± 1.8	263.6 ± 1.8	282 ± 4			
14	C-821/1	>100, 3.9	12.1	251	534	0.07865 ± 4	0.1976 ± 1	0.04258 ± 9	0.3023 ± 15	0.46	268.8 ± 1.9	268.2 ± 1.9	263 ± 14			
15	C-821/2	<75, 2.3	11.6	236	494	0.08280 ± 6	0.2146 ± 2	0.04240 ± 8	0.3129 ± 22	0.45	267.7 ± 1.9	276.4 ± 2.3	351 ± 17			
16	C-821/3	75–100, 5.3	11.5	251	676	0.07410 ± 7	0.1881 ± 2	0.04109 ± 8	0.2986 ± 21	0.41	259.6 ± 1.8	265.3 ± 2.1	316 ± 16			
17	АБС-48/1	э/м > 70, 0.31	11.9	279	1050	0.05155 ± 19	0.1011 ± 3	0.04042 ± 5	0.2873 ± 11	0.37	255.4 ± 0.4	256.6 ± 1.0	265.7 ± 8.3			
18	АБС-48/2	н/м > 70, 0.70	15.7	358	757	0.05175 ± 7	0.1037 ± 1	0.04059 ± 4	0.2896 ± 5	0.60	256.5 ± 0.3	258.3 ± 0.5	274.2 ± 3.3			
19	АБС-48/3	нрф < 70, 2.22	16.1	380	7360	0.05185 ± 4	0.1485 ± 1	0.04062 ± 4	0.2904 ± 3	0.79	256.7 ± 0.3	258.9 ± 0.3	278.9 ± 1.6			
20	1033-9/1	>70, 1.14	10.3	196	221	0.05120 ± 102	0.1308 ± 13	0.03974 ± 27	0.2806 ± 56	0.41	251.2 ± 1.7	251 ± 5	250 ± 46			
21	1033-9/2	<60, 1.99	15.0	338	820	0.05167 ± 78	0.1410 ± 2	0.04029 ± 4	0.2870 ± 5	0.58	254.6 ± 0.3	256.2 ± 0.4	270.9 ± 3.4			
22	1033-9/3	>100, 0.52	13.1	320	3169	0.05131 ± 82	0.1242 ± 2	0.03985 ± 4	0.2819 ± 6	0.61	251.9 ± 0.3	252.2 ± 0.5	254.6 ± 3.8			

Примечание. Звездочкой отмечено: значения исправлены на масс-фракционирование, холостое загрязнение и обыкновенный свинец по модели Стейси–Крамера [14]. Нрф – нерастворившаяся в плавиковую кислоту фаза циркона, э/м – электромагнитная фракция, н/м – неэлектромагнитная фракция. Выделены акцессорных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей, а их химическое разложение и выделение U и Pb по методике Т.Е. Кроу [10]. U–Pb-геохронологические исследования выполнены в ГИ КНЦ РАН (обр. C-720, C-794-1, C-817, C-821) на масс-спектрометрах МИИ-1201-Г и Finnigan MAT-262 (ошибка определения U/Pb-отношений – 0.5% для Finnigan MAT-262 и 0.7% для МИИ-1201-Г, значения масс-фракционирования – 0.12 ± 0.04 апи для Finnigan MAT-262 и 0.18 ± 0.06 апи для МИИ-1201-Г, холостое загрязнение не превышало 0.1–0.2 нг для Pb и 0.05 нг для U) и ИГГД РАН (обр. C-521, АБС-48, 1033-9) на масс-спектрометре Finnigan MAT-261 (ошибка определения U/Pb-отношений – 0.5%, значение масс-фракционирования – 0.1 ± 0.03 апи, холостое загрязнение не превышало 0.1 нг для Pb и 0.005 нг для U). Обработка экспериментальных данных проводилась по программам RbDAT и ISOPLOT [11, 12]. При расчете возраста использованы общепринятые значения констант распада урана [15]. Поправки на обычный свинец в соответствии с модельными величинами [14]. Все ошибки приведены на уровне 2σ. Погрешности соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

**Таблица 2.** Результаты Sm–Nd-изотопных исследований валового состава гранитоидов восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса

№ обр.	Возраст, млн. лет	Содержания, г/т		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	$T_{\text{Nd}}^2(\text{DM})$
		Sm	Nd					
C-521	468 ± 3.7	1.03	5.08	0.1227	0.512720 ± 10	6.0	723	716
C-794-1	454 ± 5	3.34	21.2	0.0954	0.512355 ± 5	0.4	1026	1176
C-720	415 ± 7	3.34	19.36	0.1045	0.512430 ± 5	0.8	1007	1105
C-817	279 ± 7	2.67	10.22	0.1582	0.512480 ± 7	-1.7	–	–
C-821	268 ± 4	4.27	22.73	0.1136	0.512183 ± 7	-6.0	1473	1555
C-742	251 ± 5	5.51	26.88	0.1240	0.512194 ± 11	-6.3	1624	1566

Примечание. Исследования проведены на масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (PRQ) в ГИ КНЦ РАН. Ошибка воспроизводимости параллельных анализов изотопного состава Nd стандарта La Jolla не превысила 0.0024 % (2σ),  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -отношений стандарта BCR-1 – 0.2 % (2σ). Холостое загрязнение по Nd 0.3 нг, Sm 0.06 нг. Отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  нормализованы на значение  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Для расчета  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  использовались современные значения для однородного хондритового резервуара:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ . Модельные возрасты  $T_{\text{Nd}}^2(\text{Dm})$  вычислены в соответствии с моделью [9].

При расчете двухстадийных модельных возрастов принята среднекоревая величина  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$  [8]. Для обр. C-817 расчет модельных возрастов не производился ввиду высоких значений отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ . Обр. C-742 характеризует тот же массив, что и 1033-9 (табл. 1), в силу чего на него распространен аналогичный возраст.

высокие положительные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +6$  свойственны наиболее древним гранитоидам Тукурингского террейна (обр. C-521), которые при этом характеризуются Nd-модельным возрастом (0.7 млрд. лет), весьма близким к возрасту их кристаллизации (табл. 2). В совокупности с геохимическими данными это позволяет предполагать, что образование родоначальных для них расплавов произошло в результате плавления смешанного источника, состоящего из пород, близких по изотопному составу к деплетированной мантии с незначительной добавкой вещества более древней континентальной коры.

Следующую группу составляют лейкограниты из зоны меланжа Джагдинского террейна (обр. C-794-1) и граниты (обр. C-720), прорывающие офиолитовую пластину в составе Тукурингского террейна. Они имеют близкие к CHUR значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +0.4 \dots +0.8$  и величины одно- и двухстадийных Nd-модельных возрастов в интервале 1.0–1.2 млрд. лет, значительно превышающие возраст их кристаллизации (табл. 2). В целом геохимические и изотопно-геохимические черты этих гранитов свидетельствуют о значительном вкладе в процессы зарождения исходных расплавов пород докембрийской континентальной коры.

Позднепалеозойские гранитоиды Янканского, Селемджино-Кербинского и Галамского террейнов характеризуются отрицательными величинами  $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -1.7 \dots -6.3$  и наиболее древними оценками Nd-модельного возраста (1.5–1.7 млрд. лет), что позволяет предполагать участие древнего корового материала в качестве одного из компонентов исходных расплавов.

Приведенные выше материалы позволяют предложить следующую геодинамическую интерпретацию. Так как в пределах большей части Монголо-Охотского складчатого пояса наиболее древние фаунистически охарактеризованные отложения датируются девоном или силуром [6], то связать средне- и позднеордовикские гранитоиды Тукурингского и Джагдинского террейнов с формированием указанной структуры не представляется возможным. В то же время наличие среднеордовикских гранитных массивов в южном обрамлении пояса в пределах Аргунского террейна [7] дает все основания предполагать, что изученные гранитоиды представляют фрагменты древних континентальных окраин, тектонически перемещенные в современную структуру складчатого пояса в процессе его формирования.

Более молодые гранитоиды, имеющие интрузивные контакты с вмещающими породами, связываются нами с субдукционными процессами. При этом следует подчеркнуть следующие моменты. Во-первых, наличие широкого возрастного спектра палеозойских гранитоидов требует пересмотра тезиса об определяющей роли ранне-мезозойской субдукции [3, 6, 13] в истории формирования пояса. Во-вторых, отмечается полное совпадение возраста и вещественного состава позднепалеозойских гранитоидов Янканского террейна (обр. C-817) и северной окраины Аргунского террейна [7]. Это свидетельствует о том, что аккреционный комплекс, в современном структурном плане выделяемый в качестве Янканского террейна, формировался, вероятно, вдоль указанной окраины.

Таким образом, полученные данные позволяют существенно конкретизировать историю Монголо-Охотского складчатого пояса. В частности, получает дальнейшее развитие кинематическая модель, согласно которой процессы субдукции и образование аккреционных комплексов происходили вдоль обеих континентальных окраин, представляющих нынешнее обрамление пояса. Кроме того, присутствие в осевой части восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса (в составе Джагдинского террейна) гранитоидов, более древних, чем ожидаемый возраст океанической коры, может свидетельствовать о том, что в процессе формирования пояса проявлялись не только субдукционные обстановки, но и крупномасштабные сдвиговые перемещения, в результате которых в структуру пояса могли быть помещены фрагменты континентальных окраин.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 00-05-72032, 00-05-72011).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2500000. Объяснительная записка. СПб.; Благовещенск; Харбин, 1999. 135 с.
2. Ефремов С.В., Козлов В.Д., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. В сб.: Материалы II Всерос. металлогеническ. совещ. Иркутск, 25-28 августа 1998. Иркутск, 1998. С. 245-246.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.; Т. 2. 334 с.
4. Казимировский М.Э., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 7. С. 990-1002.
5. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, 1990. 215 с.
6. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24-43.
7. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. // ДАН. 2002. Т. 387. № 3. С. 382-386.
8. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 380 с.
9. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249-265.
10. Krogh T.E. // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 37. P. 485-494.
11. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS. Vers. 2.50 // US Geol. Surv. Open-File Rept. 88-557. 1991. 64 p.
12. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS. Vers. 1.21 // US Geol. Surv. Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.
13. Noklenberg W.G., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Summary Circum-North Pacific Tectonostratigraphic Map. US Geol. Surv. Open-File Rept. 96-727. Scale 1 : 10000000, 1997.
14. Stacey J.S., Kramers I.D. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207-221.
15. Steiger R.H., Jager E. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359-362.