

УДК 552.4

Sm–Nd-ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ© 2003 г. **А. В. Плотников, Н. Н. Крук, А. Г. Владимиров, В. П. Ковач, Д. З. Журавлев, Е. Н. Мороз**

Представлено академиком Н.Л. Добрецовым 25.05.2002 г.

Поступило 25.06.2002 г.

Региональные изотопно-геохимические исследования являются эффективным инструментом изучения процессов формирования континентальной коры. Sm–Nd-изотопные исследования гранитоидов позволяют выделять изотопные провинции и оценить время проявления корообразующих процессов [1–3 и др.]. Дополнительная информация может быть получена при изотопном исследовании осадочных и метаморфических пород. Вследствие относительного постоянства отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в кластических осадках, значительного его отличия от Sm/Nd-отношения мантийных источников, а также малой изменчивости в процессах выветривания, переноса, диагенеза и метаморфизма [4] изучение изотопного состава Nd-кластических осадочных пород позволяет определить средний* модельный возраст источников их сноса.

В данной работе приводятся первые Sm–Nd-изотопные данные для метапелитов, метабазитов и неметаморфизованных терригенных осадочных пород западной части Алтае-Саянской области (АССО), позволяющие оценить не только средние модельные возрасты источников сноса отдельных комплексов, но и составить представление об изотопном составе коры региона в целом.

Необходимо отметить, что изученные полиметаморфические комплексы западной части АССО традиционно рассматривались как раннепротеро-

* Nd-модельные возрасты осадочных пород, образованных из источников различного возраста, дают средневзвешенное значение времени пребывания в коре Nd этих нескольких источников.

*Институт геологии
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск
Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской Академии наук, Санкт-Петербург
Институт геохимии рудных месторождений,
петрографии и минералогии
Российской Академии наук, Москва*

зойские выступы кристаллического фундамента и лишь в последнее время – в качестве образований неогей, возникших в результате аккреционно-коллизийных и постколлизийных процессов [5]. Точка зрения о “молодом” возрасте метаморфизма подтверждается изотопными датами палеозойского и даже раннемезозойского возраста [2, 6, 7]. Однако вопрос о геологическом происхождении метаморфических литопластин не решается только методами изотопного датирования, так как наложенные высокотемпературные события нарушают изотопные системы. В этих случаях необходимы Sm–Nd-модельные данные, накладывающие ограничения “снизу” на возможные возрасты наиболее ранних метаморфических событий.

Геологическая позиция изученных комплексов и полученные данные о модельном возрасте слагающих их пород отражены на рис. 1.

Существенно метапелитовые комплексы изучены в пределах Южно-Чуйского и Теректинского хребтов, в северной части Иртышской зоны смятия и Джебашском блоке Западного Саяна (рис. 1, табл. 1).

В районе Теректинского хребта изучены метапелиты теректинского зеленосланцевого комплекса (обр. 5, 6, табл. 1), уймонского глаукофан-зеленосланцевого (обр. 7) и барбышского комплекса эпидот-амфиболитовой фации умеренных давлений (обр. 4). Эти породы сходны по составу с метапелитами джебашской серии Западного Саяна (разрез по р. Она) (обр. 8). Все породы характеризуются высокими содержаниями TiO_2 0.6–1.2 % и $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ 6–16 %. В целом такие составы наиболее близко отвечают продуктам разрушения современных островных дуг (рис. 2). Nd-модельные возрасты метапелитов Теректинского и Джебашского блоков укладываются в интервал $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.2\text{--}1.0$ млрд. лет, что указывает на мезо-неопротерозойский Nd-модельный возраст источников их сноса.

В пределах Южно-Чуйского блока (Алтае-Монгольский террейн) метапелиты эпидот-ам-

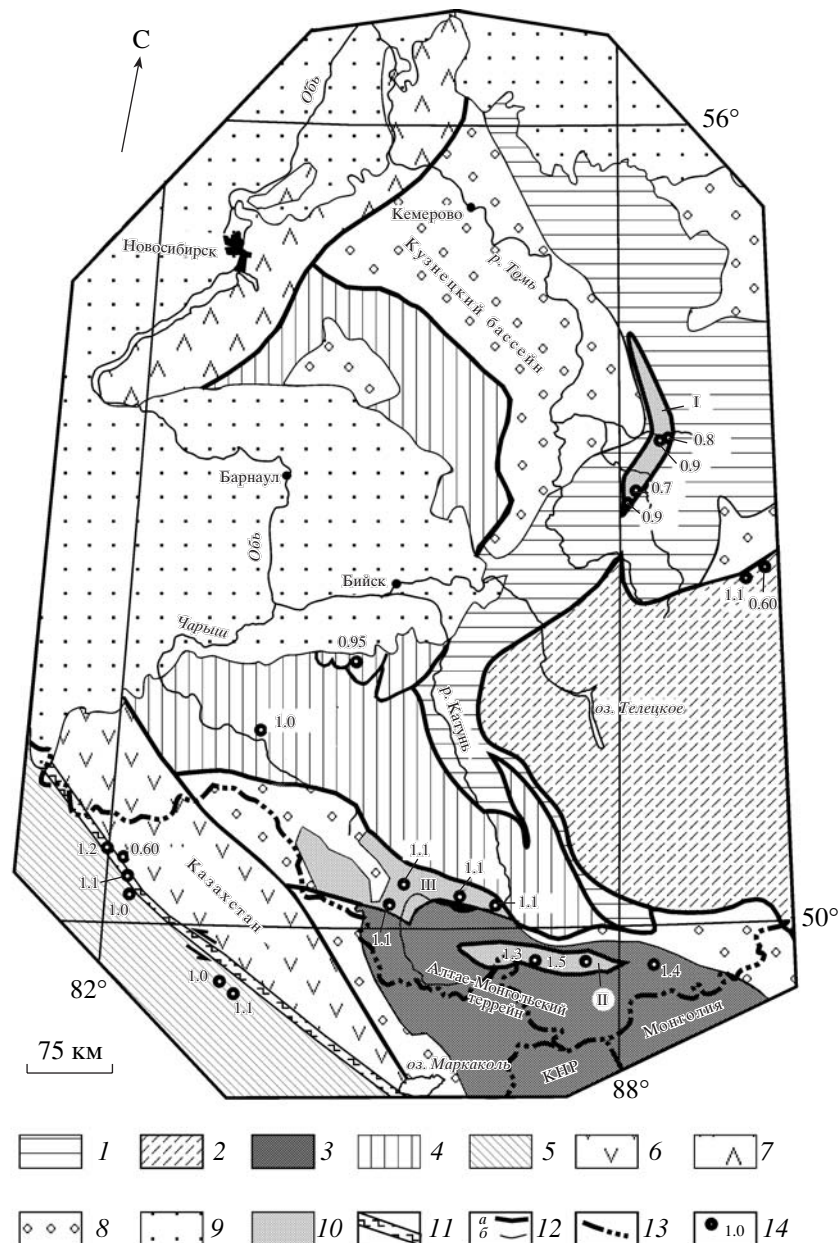


Рис. 1. Тектоническая схема западной части Алтае-Саянской складчатой области (по [11], с изменениями) с вынесенными значениями Sm-Nd-модельных возрастов протолита (млрд. лет) метаморфических и осадочных пород. 1–4 – складчатые системы Алтае-Саянской области (АССО): 1 – Кузнецко-Алтайская, 2 – Саяно-Тувинская, 3 – Монголо-Алтайская, 4 – Салаиро-Горноалтайская; 5–7 – складчатые системы Обь-Зайсанской области: 5 – Калба-Нарымская, 6 – Рудно-Алтайская, 7 – Томь-Колыванская; 8 – средне-позднепалеозойские наложенные прогибы в пределах каледонид АССО; 9 – мезо-кайнозойские отложения; 10 – крупнейшие из опробованных блоков метаморфических пород (I – Томский “выступ”, II – Южно-Чуйский метаморфический блок, III – Теректинский блок, представленный барбышским, теректинским и уймонским метаморфическими комплексами); 11 – Иртышская свдиговая зона; 12 – границы складчатых систем и разломы (а), контуры впадин и наложенных прогибов (б); 13 – государственные границы; 14 – точки изотопно-геохимического опробования с указанными Sm-Nd-модельными возрастами протолитов (млрд. лет).

фиболитовой и амфиболитовой фаций умеренных и повышенных давлений (обр. 9, 10) сходны по составу с окружающими песчано-сланцевыми породами горноалтайской серии (обр. 16). По своим петро- и геохимическим особенностям они сопоставимы с продуктами разрушения коры пере-

ходного типа (примитивные и развитые островные дуги). По этим породам получены самые древние в регионе Nd-модельные возрасты ($T_{Nd}(DM) = 1.5-1.3$ млрд. лет), что указывает на модельный возраст материала, за счет которого образовалось вещество осадочных (V–Є) и мета-

Таблица 1. Sm–Nd-изотопные данные для метаморфических и терригенно-осадочных пород западной части Алтае-Саянской складчатой области

№ п.п.	№ обр.	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\sigma_{\text{ср.}})$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$	$T(\text{DM})^*$	$T(\text{DM})^{**}$
Метапелиты								
1	98-14/19	4.21	21.5	0.1176	0.512346 ± 5	-5.7	1.12	1.28
2	98-17/18	7.94	41.0	0.1159	0.512292 ± 5	-6.7	1.18	1.34
3	98-14/33	5.49	26.5	0.1241	0.512728 ± 6	1.8	0.60	0.72
4	98-2/5	4.98	23.2	0.1286	0.512441 ± 13	-3.8	1.10	1.27
5	98-8/2	3.55	17.2	0.1234	0.512366 ± 12	-5.3	1.16	1.32
6	98-8/17	5.52	27.3	0.1212	0.512417 ± 7	-4.3	1.05	1.21
7	98-3/37	4.41	20.2	0.1311	0.512459 ± 6	-3.5	1.10	1.28
8	Б-141	5.07	23.9	0.1268	0.512393 ± 7	-4.8	1.15	1.33
9	95-11/7	5.76	27.7	0.12565	0.512286 ± 9	-6.9	1.31	1.50
10	95-7/2	4.29	21.4	0.12145	0.512133 ± 7	-9.9	1.48	1.68
Терригенные осадочные породы								
11	98-16/5	4.96	25.5	0.1164	0.512389 ± 5	-4.9	1.05	1.19
12	98-16/7	5.70	29.3	0.1164	0.512393 ± 6	-4.8	1.04	1.19
13	98-11/1	5.15	25.8	0.1196	0.512424 ± 10	-4.2	1.03	1.18
14	8-684/2	5.82	29.0	0.1203	0.512435 ± 4	-4.0	1.02	1.17
15	95-1/3	3.59	18.2	0.1194	0.512202 ± 7	-8.5	1.35	1.53
Метабазиты								
16	93-2/31	4.262	11.640	0.22131	0.513108 ± 7	9.2	1.32	–
17	93-5/11	2.080	5.488	0.22913	0.513156 ± 7	10.1	0.90	–
18	93-6/1	1.758	6.973	0.15243	0.512577 ± 9	-1.2	1.18	1.43
19	93-1/2	8.036	36.640	0.13261	0.512429 ± 6	-4.1	1.17	1.36
20	93-4/9	5.806	28.790	0.12193	0.512622 ± 7	-0.3	0.75	0.88
21	5233/1b	5.590	28.330	0.11930	0.512533 ± 7	-2.0	0.86	1.00
22	3324/1	5.409	21.610	0.15134	0.512634 ± 8	-0.1	1.04	1.26
23	5230/1	8.459	34.690	0.14741	0.512788 ± 7	2.9	0.67	0.84
24	3193/9	6.386	31.880	0.12109	0.512527 ± 6	-2.2	0.89	1.03
25	5231	7.338	29.720	0.14926	0.512822 ± 8	3.6	0.61	0.78
26	Б-267	7.57	31.7	0.1430	0.512804 ± 7	3.2	0.60	0.75

Примечание. Места отбора проб: В о с т о ч н ы й К а з а х с т а н : обр. 98-14/19 – согренский комплекс, силлиманит-гранат-биотитовый гнейс (п. Согра); 98-17/18 – предгорненский комплекс, гранат-кианит-ставролитовый сланец (п. Предгорное); 98-14/33 – бражухинский зеленосланцевый комплекс, хлорит-хлоритовидный сланец (восточное обрамление Согренского блока (рудноалтайские структуры), линзы сланцев среди вулканитов пихтовской свиты D₃fm); песчаники и сланцы такырской свиты (D₃-C₁), примыкающие к Иртышской зоне; 98-16/5 – песчаник, 98-16/7 – филлит, 98-11/1 – андалузитовый сланец. Г о р н ы й А л т а й : 98-2/5 – барбышский метаморфический комплекс, гранат-биотитовый гнейс; хлорит-мусковитовые сланцы теректинского зеленосланцевого комплекса; 98-8/2 (р. Кастахта), 98-8/17 (р. Кокса); 98-3/37 – хлорит-мусковитовый сланец уймонского существенно глаукофансланцевого комплекса (р. Дети-Кочек); южно-чуйский полиметаморфический комплекс; 95-11/7 – гранат-кианит-ставролитовый сланец, 95-7/2 – кордиерит-биотитовый сланец; 8-684/2 – песчаник горноалтайской серии (р. Чарыш); 95-1/3 – зеленокаменный песчаник горноалтайской серии (р. Тархата). З а п а д н ы й С а я н : хлорит-мусковитовые сланцы джебашского комплекса: Б-141 (р. Она), Б-267 (р. Енисей). К у з н е ц к и й А л т а у : безгранатовые амфиболиты конжинского блока (R₃?): 93-2/31 и 93-5/11 – метабазациты MORB-типа, 93-6/1 – метамикрогаббро MORB-типа; зеленые сланцы Амзасского блока (R₃?): 93-1/2 – метабазациты OIB-типа, 93-4/9 – метапикробазацит; безгранатовые амфиболиты (метабазациты OIB-типа) Сыйзасского блока (R₃?): 5233/1b, 3324/1, 5230/1, 3193/9, 5231. Авторы образцов: 8-684/2 – Н.Н. Крук, А.В. Плотников; Б-141, Б-267 – Г.А. Бабин; 93-2/31, 93-5/11, 93-6/1, 93-1/2, 93-4/9 – С.А. Каргополов, А.В. Плотников [9]; 5233/1b, 3324/1, 5230/1, 3193/9, 5231 – из коллекции ФГУПП “Запсибгеолсъемка”, пос. Елань; автор остальных образцов А.В.Плотников.

Пробы 95-11/7, 95-7/2, 95-1/3, 93-2/31, 93-5/11, 93-6/1, 93-1/2, 93-4/9, 5233/1b, 3324/1, 5230/1, 3193/9, 5231 проанализированы в ИГЕМ РАН, (Д.З. Журавлев). Изотопный анализ Sm проводился на масс-спектрометре МИ-1320; Nd анализировался на многоколлекторном масс-спектрометре “Finnigan MAT-262”. Нормирование изотопных отношений неодима осуществлялось по значению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Точность определения Sm/Nd-отношения составляла ± 0.2 отн. %. Параллельные анализы стандартного образца изотопного состава неодима La Jolla дали средний результат $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511842 \pm 14$ ($N = 17, \pm 2\sigma$). Остальные пробы анализировались в ИГГД РАН (В.П. Ковач). Измерения концентрации и изотопного состава Sm и Nd проводились на многоколлекторном масс-спектрометре “Finnigan MAT-261” в статическом режиме. За период измерений значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla составило 0.511863 ± 8 . Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241578$, что соответствует отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, и приведены к $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd-стандарте La Jolla. Результаты анализа стандартного образца BCR-2 (11 измерений): [Sm] = 6.51 ± 0.05 мкг/г, [Nd] = 28.51 ± 0.27 мкг/г, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1379 \pm 0.0005$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512642 \pm 27$. Одной звездочкой отмечены модельные возрасты, рассчитанные относительно деплетированной мантии (DM) с современными характеристиками $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513114$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.222$ по [14], двумя – модельные возрасты по модели [15] с $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$.

осадочных (метаморфизованных в ϵ_1 и S_2 – D_1 [7]) пород Алтае-Монгольского террейна. Породы здесь наиболее низкотитанистые и низкожелезистые и, следовательно, являются более “зрелыми” по составу из известных в западной части АССО. Среди метаморфитов джебашской серии и теректинского комплекса им нет аналогов. Отложения горноалтайской серии также изучены в Северном Алтае (обр. 15). Здесь у пород более выражена “базитофильность” по составу и более молодой возраст источников сноса ($T_{Nd}(DM) = 1.0$ млрд. лет). Однако и те, и другие породы горноалтайской серии по составу не могут рассматриваться как производные зрелой сиалической коры (рис. 2).

В Иртышской зоне смятия изучены гнейсы амфиболитовой фации согренского комплекса (P_1) (обр. 1), гранат-кианитовые сланцы предгорненского комплекса (обр. 2) и песчано-сланцевые породы такырской свиты (D_3) (обр. 11–13). Модельные возрасты этих пород находятся в интервале $T_{Nd}(DM) = 1.2$ – 1.0 млрд. лет и аналогичны таковым метапелитов Теректинского и Джебашского блоков. В пределах Иртышской зоны также метаморфизованы и породы Рудно-Алтайского террейна. По хлоритоидному сланцу из этих образований получен модельный возраст $T_{Nd}(DM) = 0.6$ млрд. лет.

Метабазитовые комплексы региона представлены метаморфизованными океаническими и островодужными базитами неопротерозойской коры Палеоазиатского океана [8, 9]. По уровню метаморфизма они относятся к зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям; в единичных случаях (в составе офиолитов) обнаруживаются линзы апоэклогитов и эклогитоподобных пород [10]. Изотопно-геохимические данные получены по океаническим метабазитам MORB- и OIB-типов в Кузнецком Алатау (Томский выступ) и в Западном Саяне (Джебашский блок): $T_{Nd}(DM) = 1.32$ – 0.60 млрд лет. При этом удревнение модельного возраста по отношению к известному возрасту наиболее древнего базальтоидного вулканизма R_3^2 [2, 11], возможно, объясняется изотопно-геохимической примесью плюмовой (OIB) компоненты (см. табл. 1).

Основные этапы формирования континентальной коры. На приведенной на рис. 3 гистограмме распределения модельных Sm–Nd-возрастов отчетливо выделяются три пика, соответствующих главным рубежам формирования континентальной коры западной части АССО: раннегренивильский (1.5–1.3 млрд. лет; Алтае-Монгольский террейн), позднегренивильский (1.2–1.0 млрд. лет; Теректинский блок Горного Алтая и Калба-Нарымская зона Восточного Казахстана) и каледонский (1 млрд. лет и менее; каледониды Алтая, Кузнецкого Алатау и Горной

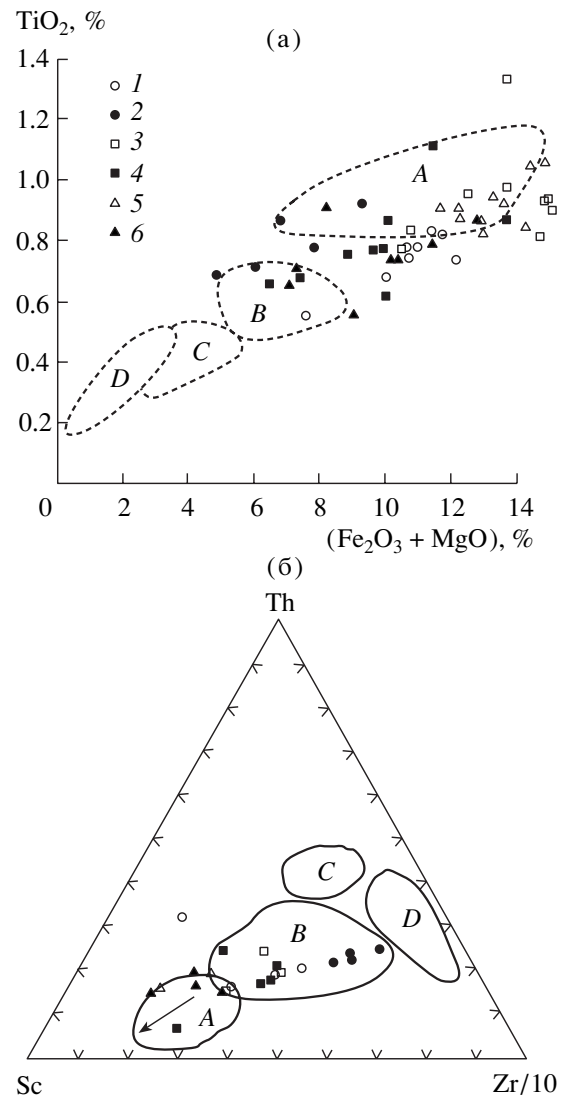


Рис. 2. Диаграммы для реконструкции источников сноса песчаников (а) [12] и граувакк (б) [13] по валовому петрогеохимическому составу с вынесенными представительными анализами метатерригенных и терригенных пород западной части АССО. Поля на диаграммах: А – область составов для продуктов разрушения примитивных островных дуг; В – островодужной коры переходного типа; С – активных континентальных окраин; D – пассивных континентальных окраин. Стрелкой показано направление тренда составов пород при наличии в песчаниках существенной доли глинистых минералов. 1 – глубокометаморфизованные породы Иртышской сдвиговой зоны (гранат-кианит-ставролитовые сланцы предгорненского комплекса и гранат-биотит-силлиманитовые гнейсы согренского комплекса); 2 – песчаники и сланцы такырской свиты (D_3 – C_1), примыкающие к Иртышской зоне; 3 – сланцы и гнейсы метапелитового состава южно-чуйского полиметаморфического комплекса; 4 – песчаники и сланцы горноалтайской серии, нерасчлененной (V–E); 5 – кордиеритовые и гранатовые гнейсы барбышского комплекса; 6 – метапелитовые сланцы теректинского зеленосланцевого комплекса и уймонского существенно глаукофансланцевого комплекса.

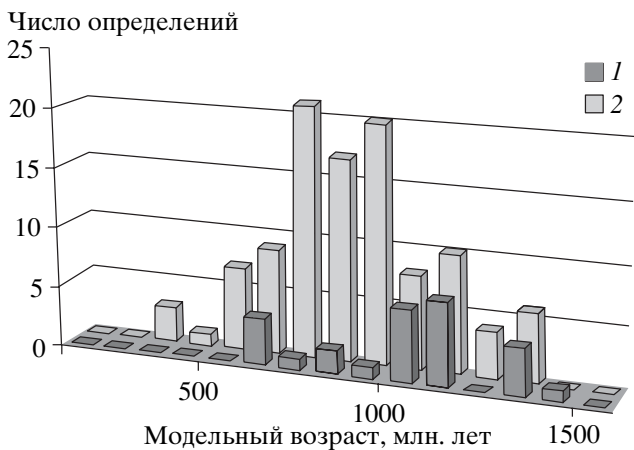


Рис. 3. Гистограмма модельных Sm–Nd-возрастов для западной части АССО. 1 – метаморфические и осадочные породы (27 определений); 2 – протолиты разновозрастных гранитоидов (56 определений [3]).

Шории). При этом модельные Sm–Nd-возрасты протолитов гранитоидов [3] в первых двух провинциях практически совпадают с модельными возрастными метаморфических пород, а в третьей – обнаруживают значительные колебания, обусловленные, на взгляд авторов, резкой неоднородностью изотопного состава литосферы Палеоазиатского океана, связанной с присутствием в ее составе плюмовой (ОИВ) компоненты.

В ы в о д ы. Полученные изотопно-геохимические данные свидетельствуют о том, что в западной части АССО разнотипные метapelиты и неметаморфизованные терригенно-осадочные породы (PZ₁₋₂) близки по составу и возрасту протолита. Усредненный возраст пород, за счет которых образовались осадки субстрата большинства метаморфитов, укладываются в интервал PR₂₋₃ ($T_{Nd}(DM) = 1.2-1.0$ млрд. лет). Исключение составляют образования Алтае-Монгольского террейна с несколько более древним возрастом протолитов в интервале PR₂ ($T_{Nd}(DM) = 1.5-1.3$ млрд. лет). Примечательно, что имеющиеся данные согласуются с двухстадийными возрастными по гранитоидам региона [2, 3]. Анализ имеющихся данных показывает, что в западной части АССО отсутствуют геологические образования с раннепротерозойским возрастом протолита (фрагменты зрелого сиалического фундамента раннего протерозоя и др.). По составу протолита все изученные терригенные и метатерригенные породы наиболее близко отвечают островодужной коре переходного типа. Источником метабазитовых комплексов являют-

ся океанические и островодужные базальты Палеоазиатского океана, имевшие в своем составе значительную долю плюмовой (ОИВ) компоненты.

Авторы благодарят Г.А. Бабина, В.Г. Владимирову, Н.В. Полянского, Б.А. Дьячкова, С.А. Каргополова и А.В. Титова, в разное время принявшие участие в совместных полевых работах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 99-05-64727, 00-05-65309, 01-05-64260) и фонда “Выдающиеся ученые, молодые доктора и кандидаты наук”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. // Геохимия. 1996. № 8. С. 699–712.
2. Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Каргополов С.А. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 5. С. 28–42.
3. Kruk N.N., Rudnev S.N., Vistavnoi S.A., Palesskiy S.V. // Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia. IGCP-420, abstr. III Workshop. 6–16 August, 2001. Novosibirsk, 2001. P. 68–72.
4. DePaolo D.J. Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction. N. Y. Springer, 1988. 187 p.
5. Добрецов Н.Л. // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 4–23.
6. Плотников А.В. Материалы XXXIII Тектонического совещания. Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 400–402.
7. Плотников А.В., Титов А.В., Крук Н.Н. и др. // Геология и геофизика, 2001. Т. 42. № 9. С. 1333–1347.
8. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3–14.
9. Плотников А.В., Ступаков С.И., Бабин Г.А. и др. // ДАН. 2000. Т. 372. № 1. С. 80–85.
10. Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. // Геология и геофизика. 1995. № 10. С. 5–19.
11. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН; Филиал “Гео”. 2000. 187 с.
12. Bhatia M.R. // J. Geol. 1983. V. 91. P. 611–627.
13. Bhatia M.R., Crook K.A.W. // Contribs. Mineral and Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.
14. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989, 584 с.
15. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.