

УДК 550.42(571.5)

## ИЗОТОПНАЯ Nd–Sr-СИСТЕМАТИКА И РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД АККРЕЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

© 2003 г. С. И. Дриль, В. Н. Голубев

Представлено академиком Н.П. Лаверовым 20.09.2002 г.

Поступило 25.10.2002 г.

В настоящее время является общепризнанным, что история формирования Монголо-Охотского складчатого пояса (МОП) тесно связана с историей развития Монголо-Охотского палеоокеана [1–5]. Одни из обсуждаемых в литературе плитотектонических моделей развития МОП важную роль отводят процессам фронтальной коллизии юго-восточного складчатого обрамления Сибирского палеоконтинента с микроконтинентом Амурия [1, 4], другие подчеркивают значительные крупноамплитудные сдвиги, вдоль которых отдельные блоки и террейны могли быть перемещены на сотни и даже тысячи километров [3, 5].

Обилие геодинамических построений резко контрастирует с явно недостаточным уровнем изотопно-геохимических исследований метамагматических и метаосадочных пород палеоокеанических комплексов [6–8]. Однако именно эти образования несут важнейшую информацию о природе древнего океанического бассейна. Осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы океанической природы маркируют МОП в виде практически непрерывной полосы на всем его протяжении от Хангайского нагорья в Монголии до Охотского моря. Применение к этим образованиям методики террейнового анализа [5] позволило выделить среди них террейны турбидитовых бассейнов, островодужные террейны и террейны аккреционного клина.

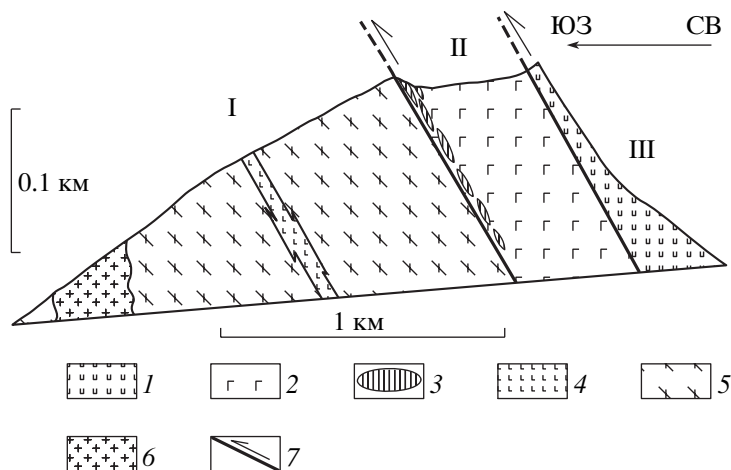
Одним из характерных участков распространения отложений аккреционного клина является “Молодовская зона офиолитов” [8], протягивающаяся к северу от г. Сретенска вдоль среднего те-

чения р. Шилки. Авторами детально исследован северо-восточный участок этой зоны в среднем течении р. Чачи, сложенный образованиями кулиндинской свиты Восточного Забайкалья, возраст которой одни исследователи относят к позднему рифею, а другие – к силуру [9]. Разрез кулиндинской свиты по правому борту руч. Ушумукан представлен пакетом из трех тектонических пластин, в которых присутствуют практически все части офиолитового разреза за исключением комплекса параллельных даек (рис. 1). Нижняя пластина (I), мощность которой не менее нескольких сотен метров, сложена метатерригенными породами с прослоями метабазитов. На нее надвинута пластина (II) мощностью около 200 м, представленная пироксенитами и расслоенными габбро, сохранившими реликты кумулятивных магматических текстур, перекрытая, в свою очередь, верхней пластиной (III) альпинотипных гипербазитов (апогарцбургитов) мощностью около 100 м. Блок расслоенной серии расчленен редкими маломощными дайками метабазальтов, сохранившими реликты порфириковых текстур, причем эти дайки не прослеживаются ни в подстилающей, ни в перекрывающей пластинах. Все породы испытали метаморфизм амфибол-эпидотовой фации.

Главной составной частью подстилающей пластины (I) являются биотитовые микрогнейсы и развитые по ним милониты. На дискриминационной диаграмме де Ла Роша их составы располагаются в полях первично-осадочных пород. Величины гидролизатного (0.24–0.37) и титанового (0.02–0.077) модулей, общей нормативной щелочности (0.2–0.5) в парагнейсах позволяют охарактеризовать первичный осадочный протолит как толщу переслаивания глинисто-кремнистых сланцев, алевролитов, незрелых полимиктовых кварцевых песчаников, т.е. как осадочную толщу турбидитового облика. Все типы метаосадков обогащены легкими лантаноидами относительно среднего состава верхней континентальной коры

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Иркутск*

*Институт геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии  
Российской Академии наук, Москва*



**Рис. 1.** Схематический геологический разрез правого борта ручья Ушумукан в 1,5 км выше места впадения его в р. Чачу: 1 – апогарцбургиты; 2 – метагабброиды расслоенного комплекса; 3 – линзы метапироксенитов в метагабброидах; 4 – метабазальты; 5 – метасадочные породы; 6 – гранодиориты амуджикано-сретенского комплекса средне-позднеюрского возраста; 7 – надвиги.

[9] и имеют более дифференцированные спектры распределения РЗЭ по сравнению с последним ( $La/Yb(N) = 16.7-39.6$  против 9.7). Некоторые составы метасадков с низкими величинами гидролизатного (0.24) и алюмокремниевого (0.17–0.22) модулей деплетированы тяжелыми РЗЭ относительно состава верхней коры. В целом уровни содержаний лантаноидов и характер их нормированных спектров в метасадках сопоставимы с таковыми в турбидитах пассивных континентальных окраин [10]. Метаосадки имеют высокие современные отношения изотопов стронция ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.71063-0.72212$ ) и сопоставимы по этому параметру со средним составом верхней коры. Таким образом, геохимический облик парагенейсов свидетельствует, что главным источником вещества для осадков их протолита служил материал зрелой континентальной коры, а формирование осадочной толщи такого типа происходило вблизи континентального склона.

Среди метасадков в пределах подстилающей пластины (I) метабазальты – амфиболовые кристаллосланцы и эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы – присутствуют в виде единичного мало мощного (первые десятки метров) прослоя, залегающего согласно тектоническому расщеплению. Среди них выделяются деплетированные, умеренно обогащенные и обогащенные разности пород. Характерными особенностями первых двух групп являются: низкая или умеренная титанистость и калиеистость (табл. 1), деплетированный или слабообогащенный спектр РЗЭ ( $La/Yb(N) = 0.9-4$ ) (рис. 2а), низкие или умеренные содержания Nb (3.4–7 г/т), что характеризует эти породы как базальты типа N-MORB и переходные к E-MORB-типу. Группа составов третьего типа имеет внутриплитные характеристики: высокую тита-

нистость и калиеистость, заметно дифференцированные спектры РЗЭ ( $La/Yb(N)=5.6-9.3$ ) (рис. 2а), высокие содержания Nb (31–33 г/т).

Ультрамафиты и метабазиты расслоенного комплекса пластины (II) – метапироксениты, высокоглиноземистые и умеренноглиноземистые характеризуются деплетированными спектрами распределения РЗЭ ( $La/Yb = 0.37-0.8$ ) при весьма различных уровнях их накопления (рис. 2б). Характерной особенностью метапироксенитов являются отчетливые европиевые минимумы, которые мы объясняем проявлением процесса метаморфического преобразования пород и выносом Eu. Порфировые метабазальты даек, секущих блок расслоенной серии, обладают геохимическими характеристиками, близкими к N-MORB (рис. 2а): деплетированными спектрами распределения РЗЭ ( $La/Yb = 0.88-0.94$ ), низкими уровнями содержаний LIL-элементов и высокой величиной  $Ti/V = 38$ .

Изотопный состав Nd в выделенных геохимических типах пород исследован на многоколлекторном масс-спектрометре Sector-54 в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (табл. 2). Метабазальты с геохимическими чертами базальтов N-MORB, представленные в тектонических пластинах I и II, имеют высокие современные значения  $\epsilon Nd(0) = +10.6-(+9.2)$ , что подтверждает их происхождение из деплетированного мантийного источника DM, в котором  $\epsilon Nd(0) = +10$ . Метапироксениты и метагабброиды расслоенной серии, имея значения  $\epsilon Nd(0) = +14.4-(+9.7)$ , также обнаруживают генетическую связь с расплавами, формировавшимися в деплетированной мантии. Изотопный состав Nd в метабазальтах обогащенного типа, локализованных

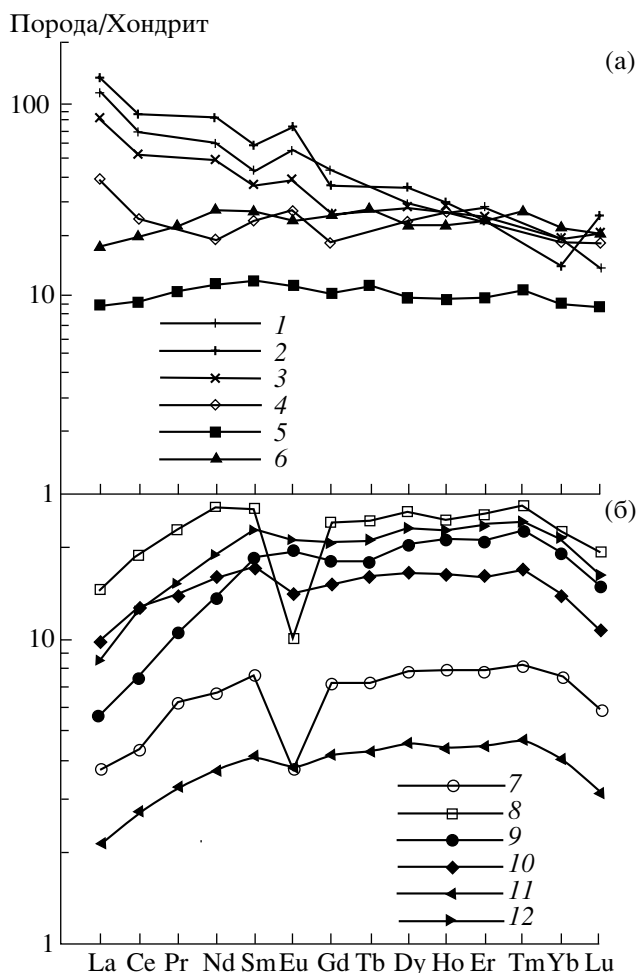
**Таблица 1.** Представительные анализы пород кулиндинской свиты в среднем течении р. Чачи в Восточном Забайкалье

Компонент	1 Ср-103	2 Ср-103-3	3 Ср-103-2	4 Ср-103-4	5 Ср-107-11	6 Ср-107-1	7 Ср-108-2	8 Ср-109	9 Ср-107-2	10 Ср-107-9
SiO <sub>2</sub>	44.94	47.59	48.78	46.61	49.07	42.03	51.59	45.80	46.12	43.75
TiO <sub>2</sub>	2.95	1.04	1.34	0.92	1.93	5.04	0.39	6.05	0.40	0.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.93	17.16	14.91	12.96	15.59	12.05	15.02	12.42	4.96	6.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	12.96	11.45	11.85	12.38	12.08	23.14	7.32	16.62	18.50	19.45
MnO	0.16	0.22	0.19	0.41	0.17	0.27	0.13	0.25	0.23	0.33
MgO	5.93	6.98	7.01	9.78	6.73	5.71	9.92	6.15	18.48	17.66
CaO	13.01	12.48	11.97	14.53	9.76	8.52	11.94	8.87	8.42	7.92
Na <sub>2</sub> O	2.41	1.77	2.31	0.89	3.52	2.71	2.67	3.40	<0.2	0.20
K <sub>2</sub> O	1.16	0.38	0.77	0.50	0.26	0.23	0.29	0.23	<0.01	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.47	0.19	0.11	0.06	0.18	0.04	0.02	0.07	0.05	0.14
ППП	0.93	0.67	0.81	0.83	0.64	0.26	0.68	0.16	2.63	2.88
Σ	99.85	99.93	100.05	99.87	99.93	100.00	99.97	100.02	99.79	100.02
La	26.00	19.00	9.30	2.12	4.21	1.34	0.51	2.03	0.89	3.44
Ce	42.00	32.00	15.00	5.69	12.30	4.59	1.66	7.51	2.65	11.57
Pr	3.40	2.80	Н.о.	0.98	2.15	1.00	0.31	1.45	0.59	2.17
Nd	28.00	23.00	9.00	5.40	12.67	6.34	1.74	8.78	3.12	12.60
Sm	6.60	5.60	3.70	1.80	4.09	2.82	0.63	3.45	1.16	4.10
Eu	3.200	2.250	1.550	0.650	1.390	1.130	0.220	1.220	0.220	0.580
Gd	8.9	5.3	3.8	2.1	5.31	3.69	0.86	4.26	1.47	4.92
Tb	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.42	1.03	0.67	0.16	0.79	0.27	0.91
Dy	7.4	7.2	6.0	2.45	5.78	5.22	1.16	5.87	1.98	6.63
Ho	1.5	1.6	1.5	0.54	1.29	1.21	0.25	1.29	0.45	1.39
Er	4.6	4.2	4.0	1.6	3.97	3.48	0.74	3.91	1.3	4.26
Tm	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.27	0.68	0.58	0.12	0.62	0.21	0.70
Yb	3.3	3.3	3.2	1.54	3.78	3.25	0.69	3.63	1.28	3.82
Lu	0.35	0.53	0.47	0.22	0.52	0.38	0.08	0.41	0.15	0.49
Y	35	34	27	15.5	40	33	15	41	14	39
Zr	226	109	73	36	138	60	14	113	23	54
Nb	31	7	4	3.4	3.6	7	2	8	1	6

Примечание. Анализы 1 и 2 (Ср-103 и Ср-103-3) – метабазальты обогащенного типа подстилающей тектонической пластины (I); анализ 3 (Ср-103-2) – метабазальт умеренно обогащенного типа, там же; анализ 4 (Ср-103-4) – метабазальт типа N-MORB, там же; анализ 5 (Ср-107-11) – метабазальт типа N-MORB из дайки в расслоенной серии тектонической пластины (II); анализы 6–8 (Ср-107-1, Ср-108-2, Ср-109) – метагаббро расслоенной серии тектонической пластины (II); анализы 9–10 (Ср-107-2, Ср-107-9) – метапироксениты расслоенной серии тектонической пластины (II). Содержание оксидов – в мас.%; элементов – в г/т; н.о. – не определялось. Содержания РЗЭ, Y, Zr, Nb для анализов 1–4 определены химико-спектральным методом, а для анализов 5–10 – методом ICP MS в ИГХ СО РАН.

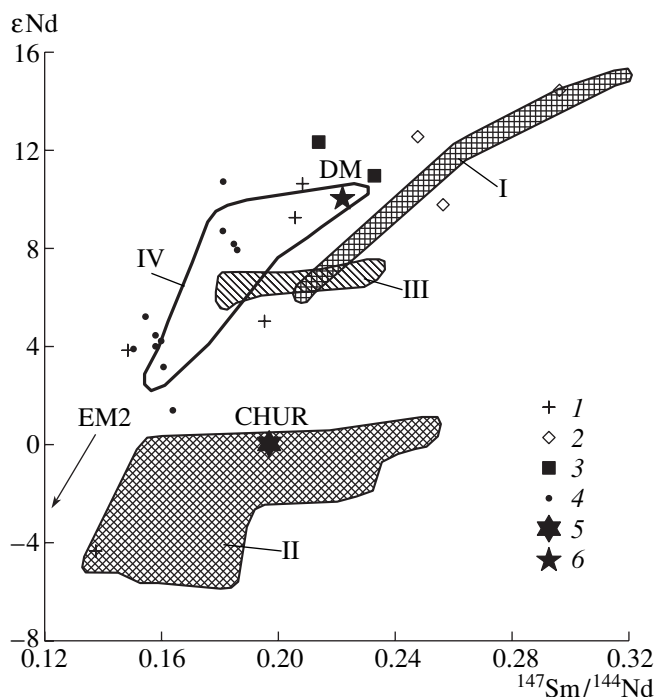
только в пределах подстилающей тектонической пластины I, характеризуется значительной изменчивостью –  $\epsilon Nd(0) = +5.0(-4.3)$ . Эти составы образуют тренд с уменьшением величин  $\epsilon Nd$  и  $^{147}Sm/^{144}Nd$  (рис. 3) от поля пород, связанных с источником DM в область составов, связанных с источником ЕМП, происхождение которого объясняют метасоматизирующим воздействием на

мантийный субстрат древних субдукционных процессов [12]. Дополнительным критерием для выяснения природы мантийного источника метабазальтов должен служить изотопный состав стронция исследуемых пород, но он может быть существенно искажен процессами взаимодействия вещества породы с морской водой. Действительно, в породах, имеющих геохимические и



**Рис. 2.** Нормированные распределения редких земель в различных типах metabазальтов (а) и породах расслоенного комплекса (б). Анализы: 1–3 – metabазальты обогащенного типа (OIB) пластины I; 4 – metabазальт переходного типа между N-MORB и E-MORB пластины I; 5 – metabазальт типа N-MORB пластины I; 6 – metabазальт типа N-MORB из дайки в пластине II; 7, 8 – метаклинопироксениты расслоенного комплекса (пластина II); 9–12 – метагабброиды расслоенного комплекса (пластина II).

$\epsilon\text{Nd}$ -изотопные признаки связи с резервуаром DM, современные величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.7043–0.7101) существенно выше, чем в этом резервуаре, что может свидетельствовать о существенной контаминации первичного стронция магматических пород стронцием морской воды. В большей степени этот эффект должен сказываться на деплетированных низкостронциевых составах типа N-MORB, а в меньшей степени – на высокостронциевых базальтовых составах внутриплитного генезиса. Поэтому вполне вероятно, что величина  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7077$  в образце внутриплитного metabазальта (Ср-103-3), имеющем  $\epsilon\text{Nd}(0) = -4.3$  и  $\text{Sr} = 610$  мкг/г, не была принципиально изменена процессами взаимодействия в системе вода–поро-



**Рис. 3.** Диаграмма  $\epsilon\text{Nd}-^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  для пород офиолитовых комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса: 1 – metabазальты Ушумуканского офиолитового фрагмента Молодцовской зоны; 2 – метагабброиды расслоенного комплекса, там же; 3 – метапироксениты расслоенного комплекса, там же; 4 – базальты и габбро офиолитов Озерной зоны, Баян-Хонгора и Баян-Нура [14]; 5 – состав хондритового мантийного резервуара; 6 – состав деплетированной мантии. Стрелкой показано смещение составов пород в область обогащенного мантийного источника EM II. Римскими цифрами обозначены поля составов метаморфизованных гипербазитов офиолитов Тринити обедненного (I) и обогащенного (II) типов; базальтов и габброидов офиолитов Омана (III), а также базальтов Восточного моря Скоша и трога Окинава (IV).

да. Таким образом, состав Ср-103-3 обнаруживает связь с мантийным источником типа EMII.

Поскольку возраст Монголо-Охотского палеоокеана до сих пор является предметом дискуссий, изотопные методы определения возраста фрагментов океанической коры, включенных в состав аккреционного комплекса, могут пролить определенный свет на эту проблему. Для одного из исследованных образцов metabазальтов (Ср-103), состав которого удовлетворяет условиям, предъявляемым для расчета величины модельного изотопного возраста протолита  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  [13], получен возраст, близкий к границе венда и кембрия, – 583 МА. Эта дата может служить косвенным подтверждением раннепалеозойского возраста кулиндинской свиты Восточного Забайкалья, так как модельная датировка возраста протолита яв-

**Таблица 2.** Изотопный состав Nd и Sr в представительной выборке пород кулиндинской свиты в среднем течении р. Чачи в Восточном Забайкалье

Проба	Rb	Sr	Nd	Sm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon\text{Nd}(0)$
Ср-103	24.0	580.0	26.28	6.46	$0.70488 \pm 11$	$0.14850 \pm 25$	$0.512833 \pm 23$	3.8
Ср-103-2	16.0	240.0	10.69	3.45	$0.70962 \pm 12$	$0.19520 \pm 25$	$0.512892 \pm 5$	5.0
Ср-103-3	6.0	610.0	20.20	4.6	$0.70770 \pm 8$	$0.13750 \pm 18$	$0.512416 \pm 7$	-4.3
Ср-103-4	6.0	370.0	5.92	2.01	$0.71018 \pm 9$	$0.20580 \pm 24$	$0.513111 \pm 7$	9.2
Ср-107-11	5.0	290.0	12.86	4.43	$0.70509 \pm 21$	$0.20830 \pm 23$	$0.513182 \pm 10$	10.6
Ср-107-1	2.0	80.0	5.34	2.62	$0.70543 \pm 8$	$0.29630 \pm 15$	$0.513375 \pm 10$	14.4
Ср-108-2	5.0	260.0	2.18	0.93	$0.70547 \pm 12$	$0.25640 \pm 29$	$0.513268 \pm 6$	12.3
Ср-109	3.0	190.0	7.12	2.92	$0.70431 \pm 14$	$0.24796 \pm 5$	$0.513279 \pm 6$	12.5
Ср-107-2	н.о.	н.о.	2.80	1.08	н.о.	$0.23280 \pm 15$	$0.513137 \pm 11$	9.7
Ср-107-9	н.о.	н.о.	8.82	3.12	н.о.	$0.21375 \pm 4$	$0.513197 \pm 5$	10.9

Примечание. Концентрации Sm, Nd, Rb и Sr определяли методом изотопного разбавления. Изотопный состав Sr определяли в лаборатории геохимии изотопов ИГХ СО РАН. Средняя величина  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в образце ВНИИМ составила  $0.70803 \pm 1$  ( $n = 6$ ). Изотопный состав Nd определяли в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Средняя величина  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в образце La Jolla составила  $0.511841 \pm 7$  ( $n = 4$ ). Содержание элементов в г/т.; н.о. – не определялось.

ляется возможным нижним пределом истинного возраста породы.

Таким образом, кулиндинская свита, являющаяся составной частью аккреционного клина Монголо-Охотского палеоокеана, в пределах исследованного участка представляет собой пакет пространственно совмещенных тектонических пластин различного состава, сложенных фрагментами осадочных турбидитовых толщ континентального склона, а также фрагментами вулканогенной и интрузивной частей океанической коры. Метабазальты последней представлены различными геохимическими типами: N-MORB, переходными от N-MORB к E-MORB и OIB(EMII). Модельный изотопный возраст  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 583$  МА одного из исследованных метабазальтов служит указанием на существование в пределах центрального сегмента МОП океанической коры раннепалеозойского возраста.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 97-05-65751 и 00-05-65021).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зонениайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 319 с.
2. Гусев Г.С., Хаин В.Е. // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
3. Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. // Nature. 1993. V. 364. P. 299–307.
4. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С. 11–25.
5. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоогоо О. // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.
6. Неелов А.Н., Милькевич Р.И. Петрохимия метаморфических комплексов юга Восточной Сибири. Л.: Наука, 1979. 309 с.
7. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 184 с.
8. Гусев Г.С., Песков А.И. // Геохимия. 1996. № 8. С. 723–737.
9. Анашкина К.К., Бутин К.С., Еникеев Ф.И. и др. Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте 1 : 500000. Чита. Комитет по геологии и использованию недр Читинской области; Читагеолсъёмка, 1997. 239 с.
10. Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell Sci. Publ. 1985. 371 p.
11. McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B. // Geochim. et cosmochim. acta. 1990. V. 54. P. 2015–2050.
12. Hart S.R. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 273–296.
13. Miller R.G., O'Nions R.K., Hamilton P.J., Welin E. // Chem. Geol. 1986. V. 57. P. 87–99.
14. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С. и др. // Петрология. 1996. Т. 4. № 5. С. 453–495.