

УДК 550.93

## ФРАГМЕНТЫ ПАЛЕОЗОЙСКИХ АКТИВНЫХ ОКРАИН ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АРГУНСКОГО ТЕРРЕЙНА, ПРИАМУРЬЕ)

© 2002 г. А. А. Сорокин, Н. М. Кудряшов, член-корреспондент РАН А. П. Сорокин

Поступило 14.06.2002 г.

Монголо-Охотский складчатый пояс является одним из основных структурных элементов восточной окраины Азии. Согласно современным тектоническим моделям, он рассматривается в качестве реликта обширного океанического пространства, закрывшегося в результате коллизии Северо-Азиатского кратона и Амурского супертеррейна [8] (или микроконтинента [4]). Несмотря на важную роль пояса в структуре Азиатского континента, многие вопросы, относящиеся к особенностям его строения и формирования, в частности связанные с оценкой размеров океанического бассейна и специфики коллизионных процессов, остаются дискуссионными. Одна из причин неопределенности обусловлена слабой изученностью магматизма в обрамлении пояса, что становится препятствием при расшифровке возрастных рубежей и характера геодинамических обстановок, существовавших вдоль ограничивающих его континентальных окраин.

В настоящее время более или менее обосновано проявление субдукционных процессов вдоль северного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса (в пределах Селенгино-Станового террейна Северо-Азиатского кратона) в раннем и позднем палеозое [5]. Кроме того, появились первые данные об активном характере в позднем палеозое северной окраины Аргунского террейна, входящего в состав эпипалеозойского Амурского супертеррейна и ограничивающего пояс с юга [2, 3, 9]. Однако для большей части границы супертеррейна с поясом такие данные отсутствуют.

Нами исследована серия палеозойских интрузий, расположенных вдоль северо-восточной окраины Аргунского террейна и трассирующих предполагаемую [2, 9] магматическую дугу протяженностью более 300 км. Рассматриваемые интрузии представлены габбро-диорит-гранодиорит-гранитной ассоциацией пород, прорывающих силурийские, девонские, реже нижнекаменноугольные терригенные и терригенно-карбонатные отложения окраины Аргунского террейна или слагающих небольшие обособленные разломами тектонические блоки (рис. 1). Все они традиционно относились к урушинскому комплексу, возраст которого считается условно средне- или позднепалеозойским [1, 7]. Известные изотопные датировки, полученные К–Аг-методом, охватывают широкий временной интервал от начала карбона до конца перми [7]. Заслуживает внимания единственная Rb–Sr-изохрона для одного из массивов этого комплекса –  $257 \pm 7$  млн. лет [2].

Проведенные комплексные изотопно-геохимические исследования показали, что в составе рассматриваемого комплекса оказались объединенными разновозрастные породы, отличающиеся вещественными особенностями и являющиеся производными различных геодинамических обстановок. Подчеркнем, что других магматических образований палеозойского возраста, кроме урушинского комплекса, в пределах северо-восточной окраины Аргунского террейна ранее не отмечалось (рис. 1).

Наиболее древние палеозойские интрузивные образования представлены субщелочными двуполевошпатовыми лейкогранитами (обр. К-640), слагающими небольшой тектонический блок, имеющий тектонические контакты с палеозойскими терригенно-карбонатными отложениями северо-восточной окраины Аргунского террейна (рис. 1). В результате датирования трех фракций циркона возраст данных пород составил  $467 \pm \pm 5.5$  млн. лет (рис. 2а, табл. 1), что соответствует среднему ордовику. В сравнении с составом верхней континентальной коры рассматриваемые

*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.*



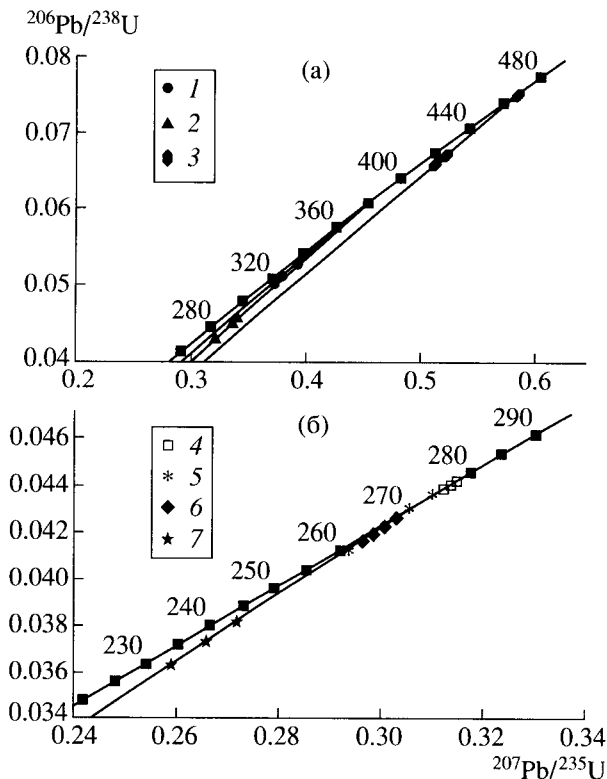
**Рис. 1.** Геологическая схема верхнего Приамурья. Составлена по материалам ФГУП “Амургеология” с изменениями авторов. 1 – южная окраина Северо-Азиатского кратона; 2 – палеозойские океанические образования Монголо-Охотского складчатого пояса; 3–6 – геологические комплексы северо-восточной окраины Аргунского террейна: 3 – метаморфиты докембрийского фундамента, 4 – силурийские, девонские и нижнекаменноугольные окраинно-континентальные терригенно-карбонатные отложения, 5, 6 – палеозойские интрузии (5 – габброидные, 6 – гранитоидные); 7 – пространственно совмещенные габброиды окраины Аргунского террейна и Монголо-Охотского складчатого пояса; 8 – юрские флишеидные отложения; 9 – верхнеюрско-нижнемеловые конгломераты; 10 – нижнемеловые вулканиды; 11 – раннемеловые гранитоиды; 12 – кайнозойские рыхлые отложения; 13 – разломы; 14 – места отбора и номера образцов.

гранитоиды резко обогащены Th, REE, Y, Zr и деплетированы в отношении Sr (рис. 3). В целом геохимические особенности (Rb 128 г/т, Ba 557 г/т, Th 33.7 г/т, Y 70 г/т, Ta 1.44 г/т, Nb 23 г/т, REE 308 г/т, La 49.13 г/т, Yb 6.90 г/т,  $Eu/Eu^*(n) = 0.34$ ) позволяют отнести их к гранитам А-типа. Рассматриваемым породам свойственны высокие начальные изотопные отношения ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ )<sub>0</sub> = 0.71139, при слабом положительном значении  $\epsilon Nd(t) = +2.4$  (табл. 2), что приближает их состав к полю изотопного состава мантийного источника типа EM-II.

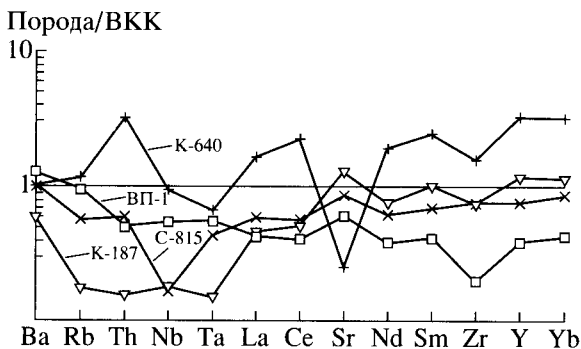
Следующий этап интрузивного магматизма фиксируется двуслюдяными лейкогранитами (обр.ВП-1, К-3381/2), слагающими крупный урушинский массив, вытянутый вдоль структурной границы Аргунского террейна и Монголо-Охотского складчатого пояса (рис. 1). В результате датирования отдельных фракций циркона получены значения возраста  $386 \pm 10$  и  $371 \pm 5.5$  млн. лет (рис. 2а, табл. 1), что соответствует среднему-позднему девону. По своим геохимическим особенностям (Rb 105 г/т, Ba 682 г/т, Th 5.38 г/т, Y 8.40 г/т, Ta 1.2 г/т, Nb 13.4 г/т, REE 60 г/т, La 12.77 г/т, Yb 0.92 г/т,  $Eu/Eu^*(n) = 0.87$ ) они резко отличаются от среднеордовикских субщелочных лейкогранитов (рис. 3) и соответствуют субдукционным гранитоидам I-типа. Рассматриваемым по-

родам свойственны низкие начальные изотопные отношения ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ )<sub>0</sub> = 0.70409, при слабом отрицательном значении  $\epsilon Nd(t) = -0.4$  (табл. 2).

Наиболее молодые и тождественные друг другу значения абсолютного возраста в интервале 274–278 млн. лет (рис. 2б, табл. 1) получены для цирконов из широкого спектра пород: габбро (обр. К-821/4), кварцевых диоритов (обр. К-187), биотит-роговообманковых гранитов (обр. С-815), слагающих серию мелких и средних массивов вдоль северо-восточной окраины Аргунского террейна, а также небольшой тектонический блок (обр. К-3387) среди средне-позднедевонских лейкогранитов урушинского массива (рис. 1). Установленные значения абсолютного возраста отражают единый этап формирования пород, соответствующий ранней перми, и именно эти образования рассматриваются нами в качестве урушинского комплекса. Геохимические особенности раннепермских гранитоидов (Rb 20–70 г/т, Ba 320–540 г/т, Th 1.7–6.2 г/т, Y 16–25 г/т, Ta 0.2–0.9 г/т, Nb 2.2–4.5 г/т, REE 60–95 г/т, La 12–22 г/т, Yb 1.82–2.45 г/т,  $Eu/Eu^*(n) = 0.85–0.91$ ) свидетельствуют о надсубдукционном происхождении пород и позволяют отнести их к I-типу, при этом на спайдердиаграмме отчетливо проявлено сходство их со средне-позднедевонскими лейкогранитами (рис. 3). Незначительные отличия заключаются в



**Рис. 2.** Диаграммы с конкордией для цирконов из среднеордовикских и средне-позднедевонских (а) и раннепермских (б) интрузий. 1 – обр. ВП-1,  $T = 386 \pm 10$  млн. лет, СКВО = 0.05; 2 – обр. К-3381/2,  $T = 371 \pm 5.5$  млн. лет, СКВО = 1.1; 3 – обр. К-640,  $T = 467 \pm 5.5$  млн. лет, СКВО = 0.025; 4 – обр. К-187,  $T = 276 \pm 8$  млн. лет; 5 – обр. К-821-4,  $T = 274 \pm 9$  млн. лет, СКВО = 0.002; 6 – обр. С-815,  $T = 278 \pm 7$  млн. лет, СКВО = 0.09; 7 – обр. К-3387,  $T = 278 \pm 8$  млн. лет, СКВО = 1.3.



**Рис. 3.** Спайдерграмма для палеозойских гранитоидов северо-восточной окраины Аргунского террейна. ВКК – верхняя континентальная кора. Номера образцов соответствуют номерам в табл. 1 и 2. Использован состав верхней континентальной коры по [10].

относительно пониженных концентрациях Sr, средних и тяжелых REE, а также Zr и Y при повышенных K, Rb, Ta, Nb в последних. Рассматриваемым гранитоидам свойственны низкие и умерен-

ные начальные изотопные отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70527^* - 0.70724$ , при этом величина  $\epsilon\text{Nd}(t)$  колеблется в пределах от  $-0.4$  до  $+2.2$  (табл. 2).

Полученные данные позволяют в первом приближении оценить изотопный состав источников и оценить модельный Nd-возраст протолита рассматриваемых гранитоидов. Предварительно следует заметить, что в строении фундамента северо-восточной окраины Аргунского террейна выделяются архейский, нижнепротерозойский, средне-верхнепротерозойский-нижнекембрийский структурные этажи, хотя изотопными методами подтверждены лишь два последних [1]. Изотопный состав изученных гранитоидов (табл. 2), отвечает составу рифейской и раннекаледонской изотопных коровых провинций Центральной Азии [6], при этом модельный изотопный Nd-возраст пород существенно моложе геологического возраста субстрата. На наш взгляд это обусловлено тем, что в процессе магмообразования, наряду с автохтонным коровым материалом, участвовал более молодой изотопный источник. Для средне-позднедевонских и раннепермских гранитоидов I-типа в качестве последнего вполне можно рассматривать океаническую кору, субдуцированную под окраину Аргунского террейна. Фрагменты такой коры представлены офиолитами восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса, возраст которых оценивается нами в 420–440 млн. лет на основании U–Pb- и Pb–Pb-датирования по цирконам габброидов одного из офиолитовых массивов. Для среднеордовикских субщелочных лейкогранитов А-типа мы предполагаем участие в магмообразовании, наряду с коровым материалом, обогатенной мантии типа EM-II.

Приведенные выше материалы позволяют предложить следующую геодинамическую интерпретацию.

Учитывая, что в пределах большей части Монголо-Охотского складчатого пояса наиболее древние фаунистически охарактеризованные отложения датируются девонем или силуром [8], связать среднеордовикские гранитоиды с формированием указанной структуры не представляется возможным. Геохимические особенности состава рассматриваемых пород указывают на их внутриплитный генезис. Наличие в пределах различных участков Аргунского террейна кембрийских терригенно-карбонатных отложений позволяет связать среднеордовикские субщелочные лейкограниты А-типа с расколом пассивной окраины протоконтинента и, возможно, с обособлением Аргунского террейна в качестве самостоятельной единицы.

\* Использован результат из [2], скорректированный на 277 млн. лет.

**Таблица 1.** Результаты U–Pb-изотопных исследований цирконов из палеозойских интрузий северо-восточной окраины Аргунского террейна

№ фракции	Размер фракции (мкм), навеска циркона (мг)	Содержание, г/г		Измеренные отношения			Исправленные отношения*		Возраст, млн. лет
		U	Pb <sub>общ.</sub>	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
<b>Габбро роговообманковое</b>									
K-821/4-1	>100, 13.7	850	44.9	435	11.728	3.462	0.04274	0.3049	274
K-821/4-2	<100, 12.65	622	31.3	1106	15.412	3.949	0.04359	0.3110	274
K-821/4-3	150–100, 11.5	1052	48.7	3702	17.976	4.131	0.04126	0.2944	274
<b>Кварцевый диорит</b>									
K-187-1	<75, 5.55	309	15.1	785	14.232	5.104	0.04387	0.3133	276
K-187-2	75–100, 1.2	332	21.0	165	7.141	2.812	0.04385	0.3133	277
K-187-3	75–100, 2.1	312	17.3	284	9.703	3.731	0.04399	0.3144	279
<b>Гранит биотит-роговообманковый</b>									
C-815-1	>100, 1.3	457	20.5	1055	15.257	5.922	0.04163	0.2976	279
C-815-2	<75, 3.9	640	30.2	595	13.117	4.743	0.04123	0.2947	278
C-815-3	75–100, 1.2	270	13.3	425	11.643	4.431	0.04209	0.3002	274
C-815-4	75–100, 2.5	444	20.8	885	14.667	5.391	0.04267	0.3049	277
K-3387-1	>100, 14.95	979	55.1	159	6.9596	2.668	0.03791	0.2712	281
K-3387-2	<75, 32.75	1384	79.4	138	6.3498	2.357	0.03636	0.2591	272
K-3387-3	>75, 35.30	1175	66.5	152	6.7598	2.530	0.03728	0.2668	282
<b>Лейкогранит двуслюдяной**</b>									
ВП-1-1	75–100, 2.05	875	44.4	645	13.010	5.406	0.04544	0.3406	386
ВП-1-2	50–75, 2.8	753	39.5	419	11.232	4.665	0.04471	0.3351	386
ВП-1-3	<50, 1.8	520	24.2	1110	14.843	5.674	0.04280	0.3207	385
<b>Лейкогранит двуслюдяной</b>									
K-3381/2-1	>75, 7.45	892	47.7	3075	17.053	8.686	0.05271	0.3926	372
K-3381/2-2	<75, 15.8	981	49.8	3380	17.213	8.728	0.05009	0.3722	367
K-3381/2-3	>75, 7.45	926	47.9	3530	17.218	8.872	0.05106	0.3806	374
<b>Лейкогранит субщелочной двуполевошпатовый</b>									
K-640-1	50–75, 4.8	1312	92.5	935	13.933	7.055	0.06615	0.5142	467
K-640-2	75–100, 9.35	979	77.7	1005	14.151	7.148	0.07482	0.5813	466
K-640-3	<50, 6.95	1344	95.9	940	13.949	6.858	0.06677	0.5190	467

Примечание. Выделение акцессорных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей, химическое разложение и выделение U и Pb по методике Т.Е.Кроу [12]. Изотопный анализ выполнен на масс-спектрометрах МИ-1201-Т и "Finnigan MAT-262" (PRQ) в ГИ КНЦ РАН. Точность определения U/Pb-отношений составляла 0.5–0.7%. Значения масс-фракционирования составляли 0.12 ± 0.04 для "Finnigan MAT-262" (PRQ) и 0.18 ± 0.06 для МИ-1201-Т. Холодное загрязнение не превышало 0.1–0.2 нг для Pb и 0.05 нг для U. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам ISOPLOT [13]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [15].

\* Значения исправлены на масс-фракционирование, холостое загрязнение и обыкновенный свинец по модели Стейси–Крамера [14].

\*\* Введена поправка на изотопный состав в калиевом полево шпате из этого же образца:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.14$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.59$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.42$ .

Средне-позднедевонские гранитоиды I-типа, по нашему мнению, представляют собой фрагменты окраинно-континентальной магматической дуги и отражают начальные этапы субдукции океанической коры под северную окраину Аргунского террейна. Вероятно, к этой же магматической дуге относятся вулканогенные породы среднего и кислого составов, отмечаемые в сред-

**Таблица 2.** Результаты Rb–Sr- и Sm–Nd-изотопных исследований валового состава пород палеозойских интрузий северо-восточной окраины Аргунского террейна

№ обр.	Возраст, млн. лет	Содержания, г/г		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	Содержания, г/г		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	$T_{\text{Nd}}$ (DM)	$T_{\text{Nd}}^2$ (DM)
		Sr	Rb				Sm	Nd					
K-187	276 ± 8	421.84	30.81	0.2114	0.70620 ± 12	0.70537	4.34	18.81	0.13946	0.512576 ± 5	0.8	1182	994
C-815	278 ± 7	301.19	66.48	0.6567	0.70984 ± 9	0.70724	2.91	15.21	0.11544	0.512604 ± 8	2.2	849	877
ВП-1	386 ± 10	207.38	112.62	1.61192	0.71299 ± 16	0.70409	1.46	7.57	0.11670	0.512413 ± 7	-0.4	1160	1187
K-640	476 ± 5.5	77.48	122.43	4.7124	0.74274 ± 16	0.71139	10.1	46.15	0.13116	0.512560 ± 4	2.4	1093	1018

Примечание. Rb–Sr-изотопные исследования проведены на масс-спектрометре МИ-1201-Т в ГИ КНЦ РАН. Погрешность измеренных отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  в пробах не превышала 0.04%,  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  1.5%. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Rb 2.5 нг, по Sr 2.2 нг. Измеренные изотопные отношения нормализованы с использованием констант:  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ ,  $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.0566$  и  $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2.593$  [15]. Sm–Nd-изотопные 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 – 0.3% (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  $T_{\text{Nd}}^2$  (DM) вычислены в соответствии с моделью [11]. При расчете двухстадийных модельных возрастов принята среднекоревая величина  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$  [10].

не-верхнедевонской ольдойской свите [7]. Раннепермские гранитоиды I-типа также формировались в обстановке активной континентальной окраины, при этом к образованиям позднепалеозойской магматической дуги могут быть отнесены и вулканиты (андезито-базальты, андезиты, риолиты) пермского возраста, проявленные в пределах северо-восточной окраины Аргунского террейна [7]. Не исключено, что урушинский комплекс в верхнем Приамурье и его вероятный аналог в восточном Забайкалье удинский комплекс [2, 8] являются фрагментами единого окраинно-континентального магматического пояса, существовавшего вдоль всей северной окраины Аргунского террейна.

Авторы признательны В.В. Ярмолюку за конструктивную дискуссию и критический анализ статьи.

Исследования проведены при финансовой поддержке ФГУГП “Амургеология” МПР РФ и РФФИ (грант 00–05–72032).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий 1 : 2 500 000. Объяснительная записка. СПб.; Благовещенск; Харбин, 1999. 135 с.
2. Дриль С.И., Сорокин А.А. Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Материалы II Всерос. металлоген. совещ. Иркутск, 25–28 августа 1998. Иркутск, 1998. С. 242–243.
3. Ефремов С.В., Козлов В.Д., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. Там же. С. 245–246.
4. 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.
5. Казимировский М.Э., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. // Геология и геофизика, 2000. Т. 41. № 7. С. 990–1002.
6. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
7. Мартышук М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области Хабаровск, 1990. 215 с.
8. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О. // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.
9. Сорокин А.А. Геохимия и геодинамическая позиция магматических пород центрального сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск: Ин-т геохимии СО РАН, 1992. 27 с.
10. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 380 с.
11. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
12. Krogh T.E. // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
13. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS. Vers. 2.50 U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88–557. 1991. 64 p.
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.