

УДК 550.93:552.3(571.52)

ИСТОЧНИКИ ГРАНИТОИДОВ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СВИНЦА, НЕОДИМА И КИСЛОРОДА

© 2009 г. Г. В. Овчинникова, Д. П. Крылов, И. К. Козаков, В. П. Ковач, Н. А. Сергеева

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия;
e-mail: galya@no8266.spb.edu; ivan-kozakov@yandex.ru*

Поступила в редакцию 4.04.2008 г.
Получена после доработки 17.19.2008 г.

Новые данные по изотопным отношениям Pb в полевых шпатах раннепалеозойских гранитоидов Сангиленского блока Тувино-Монгольского массива и его каледонского обрамления в сочетании с ранее полученными результатами по изотопным системам кислорода и неодима показывают, что в источниках гранитоидов Тувино-Монгольского массива древний (около 2 млрд. лет) коровый материал смешивался с относительно более молодым ювенильным материалом. Положительные значения ϵ_{Nd} для гранитоидов Башкымугурского и Чжаргалантского массивов связаны с процессами коровой контаминации в результате взаимодействия уже образованного расплава с материалом коры. Сходные изотопные характеристики Nd гранитоидов Хоронугского массива обусловлены плавлением коры позднерифейского возраста.

В гранитоидах массивов, расположенных в Каахемской и Восточно-Таннуольской зонах каледонского обрамления, по мере удаления от Сангиленского блока увеличивается доля ювенильного материала, выделившегося из коры океанического типа. В гранитах зоны сочленения Тувино-Монгольского массива со структурами обрамления фиксируется присутствие древней коровой компоненты (до 10–20%), а в источниках плавления гранитоидов Восточно-Таннуольской зоны преобладает раннепалеозойская ювенильная компонента в сочетании с материалом, сходным с вендскими офиолитами Агардаг-Эрзинской зоны. Увеличение значения $\delta^{18}O$, отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ и значений $T_{Nd}(DM)$ в пределах одного комплекса (от ранних фаз гранитоидов к поздним) объясняется последовательным вовлечением корового материала в процессы плавления.

Становление аккреционно-коллизивной области восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса связывается с процессами раннекаледонского тектогенеза, в ходе которого в интервале 570–500 млн. лет фрагменты континентальных массивов как входящих в состав Родинии, так и расположенных в палеоокеанической области ее обрамления были сочленены с позднерифейскими и венд-раннепалеозойскими океаническими и островодужными комплексами (Ярмолюк, Коваленко, 2003; Kovalenko et al., 2004). В позднем кембрии и раннем ордовике эти образования были в различной степени метаморфизованы и “спаяны” гранитоидами, в результате чего был сформирован раннекаледонский супертеррейн Центральной Азии. Микроконтиненты разделяются на две группы: с раннедокембрийским основанием (Дзабханский микроконтинент, Гарганская глыба) и с более молодым основанием (Тувино-Монгольский массив и др.), в котором представлена кора переходного типа, связанная с развитием позднерифейских вулканических дуг (Козаков и др., 2003, 2005). Вместе с тем на современном эрозионном срезе Тувино-

Монгольского массива рифейские островодужные комплексы предполагаемого рифейского фундамента перекрыты карбонатными породами венд-раннекембрийского шельфового чехла или метатерригенными породами уровня амфиболитовой и местами гранулитовой фаций. Последние представляют собой аллохтонные образования, сочлененные с толщами чехла карбонатной платформы в среднем–позднем кембрии, которые в последствии были переработаны в ходе высокоградиентного метаморфизма в позднем кембрии–раннем ордовике (Козаков и др., 2001).

Возраст и природа пород фундамента были установлены на основе U-Pb, U-Th-Pb (SHRIMP II) и Nd данных по гранитоидам и метаморфическим породам (Козаков и др., 2003, 2005). Были получены характеристики возможных источников интрузивных образований на уровнях зарождения формирующих их расплавов.

Полевые шпаты обычно практически не содержат U и являются акцепторами Pb, поэтому изотопный состав Pb этих минералов в интрузивных породах в большинстве случаев соответствует источнику пород. В настоящей работе новые

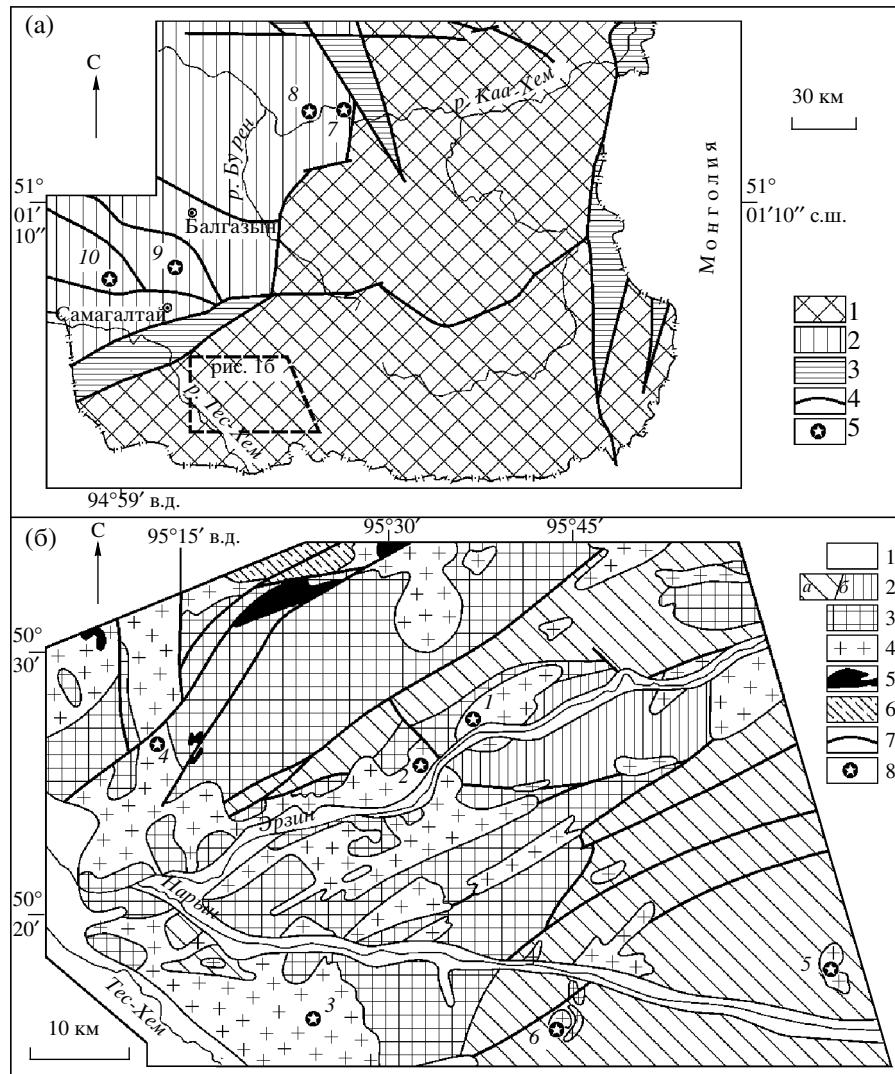


Рис. 1. Схемы геологического положения гранитоидов в структурах Тувино-Монгольского массива и его обрамления (а) и положения гранитоидов в структурах Западного Сангилена (б).

(1а.): 1 – Тувино-Монгольский массив; 2 – зона островодужных комплексов каледонид; 3 – раннекаледонские офиолиты; 4 – главные тектонические границы; 5 – положение проб.

(1б.): 1 – четвертичные отложения; 2 – карбонатные (а) и метатерригенные (б) толщи нарынского комплекса; 3 – гнейсо-мигматитовые комплексы (эрзинский и моренский); 4 – раннепалеозойские гранитоиды; 5 – гипербазиты; 6 – раннекембрийские толщи обрамления; 7 – разломы.

8 – места отбора проб (1 – 5517, 2 – 5516, 3 – 5541, 4 – 5523, 5 – 142, 6 – 5551, 7 – 5561, 8 – 5563, 9 – 5542, 10 – 5548).

данные по изотопным отношениям свинца в полевых шпатах раннепалеозойских гранитоидов Сангиленского блока Тувино-Монгольского массива и его каледонского обрамления сопоставляются с ранее опубликованными оценками Nd-модельного возраста и данными по изотопии кислорода (Крылов, Козаков, 2005; Крылов и др., 2005, 2006), что в результате позволяет определить особенности коры структур региона на уровне зарождения гранитоидов.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Предметом настоящей работы является группа раннепалеозойских поздне- и постколлизийных гранитоидов, локализованных в Тувино-Монгольском массиве и структурах его раннекаледонского обрамления (Восточно-Таннуольской и Каахемской зонах) (рис. 1). Для рассматриваемых гранитоидов ранее были опубликованы геохимические данные (Козаков и др., 2003), поэтому в этом разделе приводится только краткая ха-

Таблица 1. Возраст цирконов (U-Pb метод) и Nd-изотопные данные гранитоидов Тувино-Монгольского массива и таннуольского комплекса Восточно-Таннуольской и Каахемской зон (Козаков и др., 2001, 2003)

Таннуольский комплекс (II фаза, граниты) – 450 ± 5 млн. лет, $T_{Nd}(DM2) = 1.2$ млрд. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = +0.5$ (обр. 5561)
Таннуольский комплекс (I фаза, диориты) – 451 ± 6 и 457 ± 3 млн. лет, $T_{Nd}(DM2) = 0.9-0.7$ млрд. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = +3.4 \dots +5.8$ (обр. 5563, 5742, 5748)
Башкымугурский массив – мангериты, диориты и гранодиориты – (465 ± 6) млн. лет, $T_{Nd}(DM2) = 0.85$ млрд. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = -4.4$ (обр. 5523)
Тесхемский массив (II фаза, субщелочные лейкограниты) – 480 ± 5 млн. лет, $T_{Nd}(DM2) = 1.2$ млрд. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = -0.8$ (обр. 5541). Тесхемский массив (I фаза) – порфириовидные граниты, граносиениты
Чжаргалантский массив – сиениты, граносиениты и щелочные граниты – 490 ± 3 млн. лет, $T_{Nd}(DM2) = 0.9$ млрд. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = +4.5$ (обр. 5551)
Нижнеулурский массив – гранодиориты, $T_{Nd}(DM2) = 1.4$ млрд. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = -2.5$ (обр. 5517)
Дайковые и жильные тела лейкократовых гранитов – 489 ± 3 млн. лет
Хоромнугский массив – гранит (обр. 142), $T_{Nd}(DM2) = 0.94$ млрд. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = +3.7$
Эрзинский массив – гранодиориты – 492 ± 10 млн. лет
Баянкольский массив – гранодиориты – 497 ± 4 млн. лет, $T_{Nd}(DM2) = 1.4$ млрд. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = -1.9$ (обр. 5516)

рактеристика комплексов. Данные о возрасте гранитоидов и результаты Nd изотопных исследований гранитоидов и метаморфических пород приведены в табл. 1 и 2.

В пределах Тувино-Монгольского массива изучены гранитоиды, локализованные в гнейсовых толщах: Баянкольский, Нижнеулурский и Тесхемский массивы, а также в карбонатных толщах шельфового чехла: Хоромнугский и Чжаргалантский массивы (рис. 1а). Возрастной интервал, в течение которого были сформированы позднеколлизийные гранитоиды, оценивается приблизительно в 15 млн. лет. По химическому составу гранитоиды Баянкольского массива соответствуют гранодиоритам и низкощелочным гранитам. В Тесхемском массиве также установлены две главные интрузивные фазы: ранняя фаза представлена массивными порфириовидными биотитовыми гранитами, поздняя – массивными мелко- и среднезернистыми лейкократовыми гранитами и граносиенитами, сиенитами и монцоидиоритами. По химическому составу ранняя фаза соответствует кварцевым сиенитам и субщелочным гранитам, поздняя фаза – субщелочным гранитам и лейкогранитам. Нижнеулурский массив сложен преимущественно гранодиоритами.

В карбонатных толщах нарынского комплекса шельфового чехла Тувино-Монгольского массива исследовались гранитоиды Хоромнугского и Чжаргалантского массивов. В составе Хоромнугского массива, локализованного в карбонатных толщах нарынского комплекса, представлены субщелочные биотитовые и двуслюдяные лейкограниты и граниты, варьирующие по составу от пересыщенных к недосыщенным глиноземом. Чжаргалантский массив сложен преимущественно сиенитами, кварцевыми сиенитами и щелоч-

ными гранитами с включениями пород основного состава, что свидетельствует об участии в формировании его расплава мантийного источника (Козаков и др., 2003).

Постколлизийные образования в Тувино-Монгольском массиве представлены группой базитовых интрузий, в том числе расслоенных троктолит-анортозит-габбровых и габбро-монцонитовых, а также массивами лейкогранитов и сиенитов. Наиболее крупным из этой группы массивов является Башкымугурский с возрастом 465 ± 6 млн. лет (U-Pb метод по циркону). Массив занимает резко дискордантное положение в гнейсовой структуре Тувино-Монгольского массива и образовался приблизительно 30 млн. лет спустя после метаморфизма и сопряженной с ним складчатости. Башкымугурский массив сложен различными по составу породами от субщелочного габбро, иногда оливнивого (ранняя фаза), до субщелочных кварцевых диоритов-монцоидиоритов, что также свидетельствует об участии в формировании его расплава мантийного источника.

В раннекаледонском обрамлении Тувино-Монгольского массива исследовались интрузивные образования таннуольского комплекса в Каахемской и Восточно-Таннуольской зонах (рис. 1б). В составе таннуольского комплекса преобладающими являются гнейсовидные диориты, кварцевые диориты и тоналиты, слагающие крупные (десятки и сотни квадратных километров площади) массивы. Для гнейсовидных кварцевых диоритов таннуольского комплекса Каахемской (обр. 5563) и Восточно-Таннуольской зон (обр. 5742, 5748) U-Pb методом по циркону были получены значения возраста 451 ± 5.7 и 457 ± 3 млн. лет (табл. 1). Более поздние образования в таннуольском комплексе (II фаза) пред-

Таблица 2. Nd-изотопные данные для гранитоидов и метаморфических пород Тувино-Монгольского микроконтинента и его обрамления (Козаков и др., 2003)

Номер образца	Возраст, млн. лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma$ изм.)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM}2)$
<i>Баянкольский массив</i>									
5516	495	7.98	40.44	0.1197	0.512290 ± 10	-6.8	-1.9	1396	1399
<i>Нижнеулорский массив</i>									
5517	490	5.36	26.24	0.1240	0.512275 ± 7	-7.1	-2.5	1488	1445
<i>Хоромнугский массив</i>									
142	495	2.68	13.52	0.1203	0.512572 ± 10	-1.3	3.5	946	945
142a	495	4.71	22.13	0.1292	0.512619 ± 8	-0.4	3.9	961	915
<i>Чжаргалантский массив</i>									
5551	487	5.42	30.53	0.1076	0.512586 ± 9	-1.0	4.5	813	856
<i>Тесхемский массив</i>									
5541	485	0.98	7.02	0.0846	0.512321 ± 14	-6.2	0.8	981	1168
<i>Башкымугурский массив</i>									
5523	465	7.14	34.52	0.1254	0.512651 ± 6	0.3	4.5	864	841
5523	465	7.14	34.55	0.1252	0.512639 ± 6	0.0	4.3	883	860
<i>Таннуольский комплекс Восточно-Таннуольской зоны (тоналиты, I фаза)</i>									
5742	457	5.47	31.71	0.1223	0.512711	1.4	5.8	735	728
5748	457	5.46	26.17	0.1250	0.512729	1.8	6.0	727	712
<i>Таннуольский комплекс Каахемский зоны (тоналиты, I фаза)</i>									
5563	451	4.74	23.26	0.1235	0.512590 ± 7	-0.9	3.3	949	930
5563	451	4.73	23.25	0.1235	0.512596 ± 8	-0.8	3.4	939	921
<i>Таннуольский комплекс Каахемский зоны (граниты, II фаза)</i>									
5561	450	4.09	23.78	0.1043	0.512389 ± 10	-4.9	0.5	1062	1165
<i>Метатерригенные породы эрзинского и моренского комплексов</i>									
$T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.8\text{--}1.9$ млрд. лет при $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -3\text{...} -12$									

ставлены в составе Каахемского батолита массивными гранодиоритами и гранитами, которые иногда рассматриваются в составе сархойского комплекса с возрастом 450 ± 5 млн. лет (U-Pb метод по циркону) (Руднев и др., 2006). Следует отметить, что исследованные нами массивные граниты Каахемского батолита (обр. 5561) локализованы вблизи зоны сочленения ранних каледонид с кристаллическими образованиями Тувино-Монгольского массива (рис. 1а). Это, по-видимому, определяет присутствие в них несколько большего количества корового материала и соответственно более древний их Nd-модельный возраст – 1.2 млрд. лет (табл. 1).

В гранитоидах исследованных массивов не наблюдаются признаки наложенного метаморфизма, выраженные образованием кристаллизационной сланцеватости, или какие-либо регрессивные (метасоматические) преобразования, а также не устанавливается связь с зонами мигматизации, представленными на современном эрозионном срезе. Становление гранитоидов Тувино-Монгольского массива происходило на заключительной стадии формирования главных картируемых складчатых структур, что фактически фиксирует завершение коллизионных процессов.

МЕТОДИКА ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА СВИНЦА

Выделенные под бинокляром мономинеральные фракции полевых шпатов обрабатывали тепловой 0.01 N HCl и затем растирали в пудру. Растертые пробы выщелачивались в концентрированных кислотах (вначале в HNO_3 в течение 4 часов с последующим выдерживанием при комнатной температуре в течение 8–10 часов, а затем после удаления раствора процедура повторялась в HCl). Такая процедура необходима для удаления примесей радиогенного свинца, который может накапливаться в микропримазках минералов, содержащих U (ураниниты, ураноториты, апатиты, монациты), а также в оксидах железа, которые часто содержат адсорбированный U. Навески полевых шпатов, отмытых от чужеродных Pb и U, разлагались смесью HF и HNO_3 . Определение изотопного состава Pb и содержания Pb и U проводили из разных навесок образца. Для выделения Pb и U из образцов использовали методику Мане с соавторами (Manhes et al., 1984). Уровень лабораторных загрязнений, определяемый холостыми опытами, составлял 0.05 нг U и 0.2 нг Pb.

Изотопный анализ Pb и U проводили на многоканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-261

в режиме одновременной регистрации ионных токов разных изотопов. В измеренные изотопные отношения Pb вводилась поправка на фракционирование изотопов Pb в процессе измерения, установленная путем многократного анализа изотопного состава Pb в стандарте NIST SRM 982 и составляющая 0.13% на единицу массы. Средние значения изотопных отношений Pb в этом стандарте ($n = 20$) составляли $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.6474 \pm 0.0085$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.466442 \pm 0.00005$ и $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.99752 \pm 0.00045$. Погрешности определения изотопного состава Pb в образцах с учетом поправки на фракционирование и холостой опыт значительно больше погрешностей измерения. Они определяются эффектом масс-фракционирования и составляют $\pm 0.06\%$, $\pm 0.09\%$ и 0.12% для отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (2σ) соответственно. Изотопные отношения Pb в холостом опыте составляли: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.95 \pm 0.5$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.32 \pm 0.1$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.16 \pm 0.2$. Содержания Pb в образцах достаточно велики (в навеске 100 мг – 0.2–6 мкг Pb), поэтому влияние свинца из холостого опыта незначительно и им можно пренебречь.

Обработку первичных данных производили с использованием программ ISOPLOT и PBDAT (Ludwig, 1990, 1991).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты измерений изотопного состава свинца приведены в табл. 3. На рис. 2а представлены изотопные отношения Pb, накопившегося в породах при их формировании, которые соответствуют отношениям свинца в источнике (например, Bolnar et al., 2007). Для сравнения на рисунке также приведены кривые эволюции изотопного состава свинца мантии, а также нижней и верхней коры. При построении кривой эволюции изотопного состава Pb мантии мы использовали параметры, предложенные для мантии Центральной Азии (Pfander, 2002).

Образцы из Нижнеулурского (обр. 5517), Баянкольского (обр. 5516), Тесхемского (обр. 5541) и Башкымугурского массивов (обр. 5523) образуют близкий к прямолинейному тренд ниже кривой эволюции мантии в направлении к кривой эволюции древней нижней коры. Оценка по Pb-Pb изотопным данным модельного возраста нижней коры, участвующей в формировании расплавов исследованных гранитоидов, изменяется в интервале 2.1–1.8 млрд. лет (Ранний докембрий..., 1993), что практически совпадает с Nd-модельным возрастом метаморфических пород (табл. 2). Можно предположить, что в формировании исследованных пород принимали участие два источника – молодая ювенильная кора, изотопные отношения которой близки к мантийным, и породы нижней коры с возрастом 1.8–

2.1 млрд. лет. Положение фигуративных точек отображает различные пропорции смешения этих источников. При этом максимальное влияние мантийного источника фиксируется во внутрилитных (постколлизийных) образованиях Башкымугурского массива.

Гранитоиды, локализованные в карбонатных толщах чехла Тувино-Монгольского массива (Чжаргалантский и Хоромнугский массивы), практически не отличаются между собой по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, но изменяются по величине отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. При этом фигуративная точка изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ гранитоидов Чжаргалантского массива расположена вблизи кривой эволюции свинца мантии, в то время как для гранитоидов Хоромнугского массива изотопные отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ указывают на несколько большую долю в них верхнекоревой компоненты.

Фигуративные точки полевых шпатов из тоналитов таннуольского комплекса Восточно-Таннуольской (обр. 5748, 5742) и Каахемской (обр. 5563) зон расположены выше кривой мантийной эволюции свинца. Изотопные данные свинца полевых шпатов из гранитов второй фазы таннуольского комплекса Каахемского батолита (обр. 5561), локализованных в зоне сочленения Тувино-Монгольского массива и его раннекаледонского обрамления, также расположены выше кривой мантийной эволюции, но сдвинуты в сторону более высоких отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, что указывает на большую примесь верхнекорového свинца.

Полученные результаты подтверждаются данными, приведенными на рис. 2б, где кривые эволюции Pb нижней коры удалены от кривых эволюции Pb мантии и верхней коры. Хотя измеренные значения изотопных составов Pb полевых шпатов из-за отсутствия данных по содержанию Th не были поправлены на добавку радиогенного Pb, на рисунке хорошо видно, что фигуративные точки гранитоидов Нижнеулурского (обр. 5517), Баянкольского (обр. 5516), Тесхемского (обр. 5541) и Башкымугурского (обр. 5523) массивов располагаются левее кривой накопления Pb мантии в направлении к кривой накопления Pb нижней коры. Фигуративные точки полевых шпатов из тоналитов таннуольского комплекса – обр. 5748, 5742, 5563 и 5561 – близки к кривой накопления Pb мантии, сдвигаясь в направлении к кривой накопления Pb верхней коры. Аналогичные выводы можно сделать также из рис. 2в, на котором экспериментальные точки представлены в координатах $(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^* - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, где $(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^* = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 29.476)/(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 9.307)$. Высокие изотопные отношения $(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^*$ свидетельствуют о том, что в магматическом резервуаре имеется долгоживущая ком-

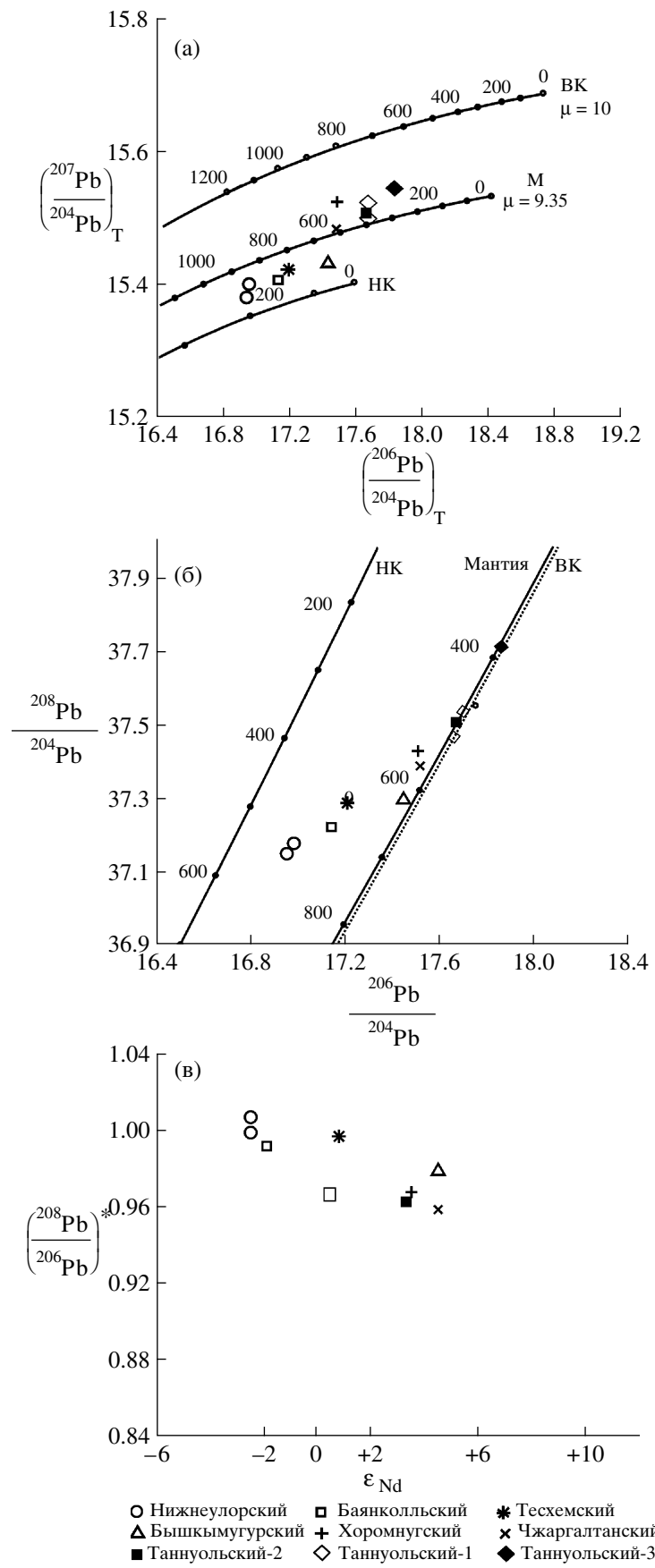


Рис. 2. Изотопные отношения свинца полевых шпатов из гранитоидов: (а) $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{T}} - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{T}}$, (б) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, (в) $(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^* - \epsilon_{\text{Nd}}$.

Обозначения массивов и номера проб приведены на рис. 2а.

М – модельная кривая эволюции Pb мантии, параметры которой адаптированы для Центральной Азии (Pfander et al., 2002; $\mu = 9.35$); ВК и НК – модельные кривые эволюции Pb – верхней и нижней коры соответственно; построены в соответствии с моделью плюмботектоники (Zartman, Doe, 1981).

Таблица 3. U-Pb изотопные данные для гранитоидов и метаморфических пород Тувино-Монгольского микроконтинента и его обрамления

Образец	Pb, ppm	U, ppm	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{м}}$ $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{T}}$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{м}}$ $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{T}}$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{м}}$
Баянкольский массив						
5516, кпш: ост.	66.4	0.09	0.0078	$(17.114)_{\text{м}}$	$(15.397)_{\text{м}}$	$(37.229)_{\text{м}}$
выщ.				$(17.113)_{\text{T}}$	$(15.397)_{\text{T}}$	$(37.790)_{\text{м}}$
				$(17.702)_{\text{м}}$	$(15.539)_{\text{м}}$	
Нижнеулурский массив						
5517, кпш: ост.	64.4	0.012	0.011	$(16.923)_{\text{м}}$	$(15.371)_{\text{м}}$	$(37.156)_{\text{м}}$
выщ.				$(16.922)_{\text{T}}$	$(15.371)_{\text{T}}$	$(37.133)_{\text{м}}$
5517, плаг.: ост.	19.4	0.066	0.207	$(16.968)_{\text{м}}$	$(15.368)_{\text{м}}$	$(37.184)_{\text{м}}$
выщ.				$(16.953)_{\text{м}}$	$(15.392)_{\text{м}}$	
				$(16.937)_{\text{T}}$	$(15.391)_{\text{T}}$	$(37.020)_{\text{м}}$
				$(17.992)_{\text{м}}$	$(15.580)_{\text{м}}$	
Хоронгуский массив						
142, кпш: ост.	41.9	0.112	0.166	$(17.482)_{\text{м}}$	$(15.516)_{\text{м}}$	$(37.436)_{\text{м}}$
выщ.				$(17.469)_{\text{T}}$	$(15.515)_{\text{T}}$	$(37.843)_{\text{м}}$
				$(18.089)_{\text{м}}$	$(15.569)_{\text{м}}$	
Чжаргалантский массив						
5551, кпш: ост.	1.91	0.022	0.682	$(17.519)_{\text{м}}$	$(15.477)_{\text{м}}$	$(37.390)_{\text{м}}$
выщ.				$(17.465)_{\text{T}}$	$(15.474)_{\text{T}}$	$(37.988)_{\text{м}}$
				$(18.055)_{\text{м}}$	$(15.587)_{\text{м}}$	
Тесхемский массив						
5541, кпш: ост.	31.8	0.027	0.052	$(17.181)_{\text{м}}$	$(15.413)_{\text{м}}$	$(37.294)_{\text{м}}$
выщ.				$(17.177)_{\text{T}}$	$(15.413)_{\text{T}}$	$(37.987)_{\text{м}}$
				$(17.952)_{\text{м}}$	$(15.575)_{\text{м}}$	
Башкымугурский массив						
5523, кпш: ост.	24.9	0.029	0.072	$(17.421)_{\text{м}}$	$(15.422)_{\text{м}}$	$(37.303)_{\text{м}}$
выщ.				$(17.415)_{\text{T}}$	$(15.422)_{\text{T}}$	$(37.972)_{\text{м}}$
				$(18.007)_{\text{м}}$	$(15.576)_{\text{м}}$	
Таннуольский комплекс II фаза						
5561, кпш: ост.	43.2	0.026	0.037	$(17.838)_{\text{м}}$	$(15.539)_{\text{м}}$	$(37.714)_{\text{м}}$
выщ.				$(17.835)_{\text{T}}$	$(15.539)_{\text{T}}$	$(37.730)_{\text{м}}$
				$(17.897)_{\text{м}}$	$(15.533)_{\text{м}}$	
Таннуольский комплекс I фаза						
5742, кпш: ост.	30.9	0.0076	0.0153	$(17.655)_{\text{м}}$	$(15.491)_{\text{м}}$	$(37.447)_{\text{м}}$
выщ.				$(17.654)_{\text{T}}$	$(15.491)_{\text{T}}$	$(37.494)_{\text{м}}$
5742, плаг.: ост.	9.66			$(17.694)_{\text{м}}$	$(15.482)_{\text{м}}$	$(37.487)_{\text{м}}$
выщ.				$(17.671)_{\text{м}}$	$(15.500)_{\text{м}}$	
				–	–	
				$(18.003)_{\text{м}}$	$(15.554)_{\text{м}}$	$(37.857)_{\text{м}}$
5748, плаг.: ост.	9.58	0.086	0.557	$(17.703)_{\text{м}}$	$(15.513)_{\text{м}}$	$(37.543)_{\text{м}}$
выщ.				$(17.662)_{\text{T}}$	$(15.511)_{\text{T}}$	$(38.392)_{\text{м}}$
				$(18.476)_{\text{м}}$	$(15.634)_{\text{м}}$	
Таннуольский комплекс I фаза						
5563, кпш: ост.	18.9			$(17.645)_{\text{м}}$	$(15.498)_{\text{м}}$	$(37.515)_{\text{м}}$
выщ.				–	–	$(37.610)_{\text{м}}$
				$(17.840)_{\text{м}}$	$(15.494)_{\text{м}}$	

Примечание. $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{м}}$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{м}}$, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{м}}$ – измеренные изотопные отношения Pb. $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{T}}$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{T}}$, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{T}}$ – изотопные отношения Pb, исправленные на возраст пород. ост. – остаток после выщелачивания в кислотах; выщ. – кислотный выщелат.

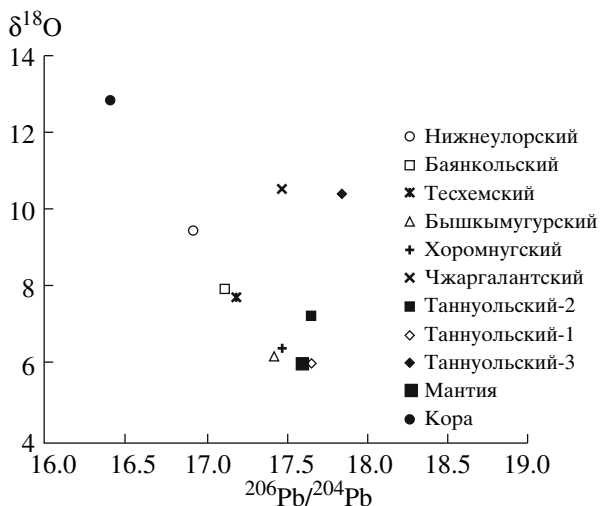


Рис. 3. Изотопные отношения свинца (по полевым шпатам) и кислорода (по породам в целом) из гранитоидов Тувино-Монгольского массива.

понента с высоким Th/U отношением, иначе говоря, первичные магмы контаминированы древней коровой компонентой. В этом случае $(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^*$ отношение должно иметь отрицательную корреляцию с первичным отношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Hofmann, 1988; Pfander, 2002). Ближе всего к мантийному источнику находятся точки, относящиеся к таннуольскому, хоромнугскому, чжаргалантскому и башкымугурскому комплексам.

Следовательно, Pb-изотопные данные свидетельствуют о том, что в источнике гранитоидов, локализованных в пределах Тувино-Монгольского массива, наряду с веществом мантии присутствуют древние породы нижней коры, а в источнике тоналитов обрамления этот компонент, по видимому, находится в незначительном количестве или не присутствует вовсе. Можно полагать, что источник тоналитов таннуольского комплекса представляет собой смесь вещества мантии и верхней коры.

В структурах Тувино-Монгольского массива и его раннекаледонского обрамления по изотопным характеристикам неодима ранее были выделены две группы коровых гранитоидов: $\epsilon_{\text{Nd}}(-)$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(+)$ (Коваленко и др., 1996а, 1996б). Для установления условий образования расплавов и тех и других гранитоидов была привлечена модель смешанного источника (Козаков и др., 2003). В качестве одного из источников $\epsilon_{\text{Nd}}(-)$ гранитоидов рассматривались метаморфические породы гнейсо-мигматитовых комплексов ($T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ – 1.6–1.9 млрд. лет). В этот интервал попадают и анатектические субавтохтонные ультраметагенные гранитоиды, для которых фиксируется связь с зонами мигматизации, представленными на современном эрозионном срезе. Однако в пределах по-

ля гнейсо-мигматитовых комплексов локализованы интрузивные $\epsilon_{\text{Nd}}(-)$ гранитоиды с более молодыми Nd-модельными возрастными – 1.19–1.45 млрд. лет. Достаточно очевидно, что вмещающие породы не могут рассматриваться в качестве единственного источника для этих гранитоидов. Другой источник гранитных расплавов предположительно отвечает ювенильной поздне-рифейской коре, слагающей основание Тувино-Монгольского массива. Это основание представляет собой систему островных дуг и задуговых бассейнов, отмерших до начала формирования каледонид (Козаков и др., 2005). С этих позиций изотопные составы позднеколлизийных $\epsilon_{\text{Nd}}(-)$ гранитоидов в гнейсо-мигматитовых толщах (Баянкольский, Эрзинский, Нижнеулорский и Тесхемский массивы) могли сформироваться в результате тектонического смешения в разных пропорциях нескольких источников на уровне генерации магм. В качестве такого рода источников предполагаются породы эрзинского и моренского комплексов, обладающие раннепротерозойскими изотопными характеристиками, поздне-рифейская кора основания и раннекаледонская ювенильная кора. Последняя развита в обрамлении Тувино-Монгольского массива, однако и здесь преобладают гранитоиды с поздне-рифейским Nd-модельным возрастом (Коваленко и др., 1996а, 1996б), что связывается с участием в процессах генерации магм древнего (долгоживущего) корового материала, поступавшего в виде осадков в зоны субдукции. С этих позиций формирование источников фанерозойских гранитоидов может определяться смешением (в различных пропорциях) поздне-рифейской коры, продуктов разрушения раннедокембрийской коры и каледонской ювенильной коры. На основании соотношений изотопных составов кислорода и неодима основные причины различий формирования указанных гранитоидов обуславливаются плавлением источника, включающего две компоненты, – “контаминация источника” (Крылов, Козаков, 2005). Одна из компонент по изотопным характеристикам соответствует древним метатерригенным породам ($\delta^{18}\text{O} = 12.9\text{‰}$; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.51186$), другая компонента – ювенильному материалу, непосредственно выделившемуся из океанической коры (N-MORB, $\delta^{18}\text{O} = 6.5\text{--}7.2\text{‰}$; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.51235$, Крылов и др., 2005). К тому же выводу о смешении двух компонент в источниках плавления можно прийти и при сравнении изотопного состава свинца и изотопного состава кислорода (рис. 3). Положение фигуративных точек изотопного состава Pb (рис. 2а–2в) свидетельствует о смешении в источниках плавления мантийного и древнего гранулитового компонентов.

Другую группу представляют $\epsilon_{\text{Nd}}(+)$ гранитоиды, имеющие изотопные составы, типичные для

пород “каледонской” изотопной провинции (Коваленко и др., 1996а). К этой группе близки породы Башкымугурского массива, локализованного в гнейсо-мигматитовом моренском комплексе, а также Хоронугского и Чжаргалантского массивов, локализованные в карбонатных толщах нарынского комплекса. По результатам анализов изотопного состава кислорода и неодима (Крылов, Козаков, 2005) вариации составов гранитоидов Чжаргалантского и Хоронугского массивов обусловлены контаминацией тех же двух компонент, но уже после плавления (“коровая контаминация”). Вместе с тем, судя по Nd-изотопным данным, при формировании их расплавов древняя коровая компонента имела подчиненное значение, с чем связаны их более молодые Nd-модельные возрасты и положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$. Отличительной особенностью гранитоидов указанных массивов является их внедрение в карбонатные породы нарынского комплекса. В связи с этим можно предполагать их флюидное взаимодействие с вмещающими породами, обогащенными O^{18} . На рис. 3 фигуративные точки данной группы гранитоидов существенно смещены в сторону повышенных значений $\delta^{18}O$ (до 15.5‰).

Последнюю выделенную группу представляют гранитоиды обрамления Тувино-Монгольского массива, анализы которых на диаграммах $(^{207}Pb/^{204}Pb)_T - (^{206}Pb/^{204}Pb)_T$ и $^{208}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 2а, 2б) расположены выше кривой мантийной эволюции в направлении к кривой накопления Pb верхней коры. Сюда попадают образцы из тоналитов таннуольского комплекса, Восточно-Таннуольской зоны (обр. 5742, 5748, 5563) и гранитов второй фазы таннуольского комплекса в Каахемской зоне (обр. 5561). Такое положение точек может также указывать на большую долю Pb молодых ювенильных пород, примесь верхнекорового Pb и отсутствие Pb из древних пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новые данные по изотопным отношениям свинца в сочетании с ранее полученными результатами по изотопным системам кислорода и неодима в гранитоидах позволяют сформулировать следующие выводы.

1. В источниках гранитоидов Тувино-Монгольского массива древний (около 2 млрд. лет) коровый материал смешивался с относительно более молодым ювенильным материалом. Последний может быть связан с образованием позднерифейских остроходужных и палеоокеанических комплексов.

2. Положительные значения ϵ_{Nd} гранитоидов Башкымугурского и Чжаргалантского массивов связаны с процессами коровой контаминации в результате взаимодействия уже образованного

расплава с материалом коры, в то время как положительные значения ϵ_{Nd} гранитоидов Хоронугского массива обусловлены плавлением коры позднерифейского возраста.

3. В гранитоидах массивов, расположенных в Каахемской и Восточно-Таннуольской зонах обрамления, по мере удаления от континентального массива увеличивается доля ювенильного материала, непосредственно выделившегося из коры океанического типа. В гранитах зоны сочленения со структурами обрамления (Каахемская зона) фиксируется присутствие древней коровой компоненты (до 10–20%), а в источниках плавления гранитоидов Восточно-Таннуольской зоны преобладают раннепалеозойская ювенильная компонента в сочетании с материалом, сходным с вендскими офиолитами Агардаг-Эрзинской зоны ($\delta^{18}O = 12\text{--}13\text{‰}$; $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i = 0.51242$, Крылов и др., 2006).

4. Увеличение значений $\delta^{18}O$, отношений $^{206}Pb/^{204}Pb$ и значений $T_{Nd}(DM)$ в пределах одного комплекса – от ранних фаз гранитоидов к поздним – объясняется последовательным вовлечением корового материала в процессы плавления.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 08-05-00369).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козаков И.К. и др. Sm-Nd изотопные провинции Центральной Азии // Докл. АН. 1996а. Т. 348. № 2. С. 220–222.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия. 1996б. № 8. С. 699–712.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Коробразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–512.
- Козаков И.К., Натман А., Сальникова Е.Б. и др. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 1. С. 1–20.
- Крылов Д.П., Козаков И.К. Изотопные системы O, Sr и Nd позднеколлизийных гранитоидов Тувино-Монгольского массива // Петрология. 2005. Т. 13. № 6. С. 646–653.
- Крылов Д.П., Козаков И.К., Глебовицкий В.А. Источники гранитоидов Тувино-Монгольского микроконтинента: систематика O-Nd // Докл. АН. 2005. Т. 405. № 1. С. 99–100.

- Крылов Д.П., Козаков И.К., Глебовицкий В.А., Федосеев А.М. Причины вариаций изотопных отношений Nd-O гранитоидов Тувино-Монгольского микроконтинента и его раннекаледонского обрамления // Докл. АН. 2006. Т. 408. № 6. С. 792–794.
- Ранний докембрий Центральноазиатского складчатого пояса / Отв. ред. Козаков И.К. СПб.: Наука, 1993. 266 с.
- Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Каахемский полихронный батолит (В. Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 3. С. 3–33.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.
- Bolnar R., Kamber B.S., Collerson K.D. U-Th-Pb fractionation in Archean lower continental crust: Implications for terrestrial Pb isotope systematics // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 254. P. 127–142.
- Hoffman P.F. United plates of America, the birth of craton: Early Proterozoic Assembly and Growth of Laurentia // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1988. V. 16. P. 543–603.
- Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P. et al. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // J. Asian Earth Sci. 2004. V. 23. P. 605–627.
- Ludwig K.R. ISOPLOT for MS DOS. A plotting and regression program computers // US Geol. Surv. Version 2.00. Open file Report 88-557. 1990. 40 p.
- Ludwig K.R. PBDAT for MS DOS. A computer program for IBM PC compatibles for processing raw Pb-U-Th isotope data // US Geol. Surv. Version 1.06 Open file Report 88-542. 1991. 40 p.
- Manhes G., Allegre C.J., Provost A. U-Th-Pb systematics of the eucrite “Juvinas”. Precise age determination and evidence for exotic lead // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. № 12. P. 2247–2264.
- Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I. et al. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // Contrib. Mineral Petrol. 2002. V. 143. P. 154–174.
- Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics – the model // Tectonophysics. 1981. V. 75. P. 135–162.