

УДК 550.4+552.33+550.93(571.17)

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ РУБЕЖИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ЩЕЛОЧНО-БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

© 2004 г. В. В. Врублевский, И. Ф. Гертнер, А. Г. Владимиров, С. Н. Руднев,
С. М. Борисов, О. А. Левченков, Д. Н. Войтенко

Представлено академиком В.В. Реввердатто 16.04.2004 г.

Поступило 26.04.2004 г.

В геологическом строении Кузнецкого Алатау принимают участие многочисленны, небольшие по размерам, но сложнодифференцированные щелочно-базитовые интрузии, распространенные преимущественно среди каледонских структурно-вещественных комплексов в северной части региона. При их формировании генерация родоначальной щелочно-мафической магмы происходила, по-видимому, из умеренно деплетированной мантии НМУ-типа с ϵ_{Nd} -параметрами ~ 5.0 – 5.7 [1, 2]. Подъем производных расплавов в верхние горизонты литосферы сопровождался коровой контаминацией с селективным накоплением в последовательных дифференциатах радиогенного ^{87}Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr_0 \sim 0.7024$ – 0.7065). Вовлечение вещества земной коры в магматический процесс также подтверждается относительно тяжелым изотопным составом кислорода в породообразующих клинопироксенах, полевых шпатах и нефелине ($\delta^{18}O \sim 7.2$ – 10.7%) по сравнению с первично-мантийными значениями [3, 4].

До последнего времени на основании пространственной сопряженности и петрографического сходства рассматриваемых щелочно-базитовых плутонов, а также признаков интрузивных контактов некоторых из них с вулканогенно-осадочными породами базырской и берешской толщ (D_1^2) быскарской серии большинство подобных массивов объединялось в составе горячегорского гипабиссального магматического комплекса раннедевонского возраста. Его формирование традиционно связывается по времени с синхронной рифто-

генной деструкцией каледонид Кузнецкого Алатау, которая сопровождалась заложением ряда крупных посторогенных депрессий (система Минусинских межгорных впадин) в тыловой части активной окраины Сибирского континента [5–8].

Первое достоверное свидетельство о раннепалеозойском возрасте щелочных пород северной части Кузнецкого Алатау получено для производных дифференцированной серии тералит–основной фойдолит–фойяит–кальциокарбонатит, представленной в Верхнепетропавловском массиве [1]. Sm–Nd-изохрона, рассчитанная по его породам и минералам, соответствует возрасту 509 ± 10 млн. лет (СКВО = 0.1; $\epsilon_{Nd} = 5.1 \pm 0.2$), что практически совпадает с границей кембрий–ордовик. По нашим предварительным данным клинопироксены и валовые составы пород другого более известного Кия-Шалтырского габбро-ийолит-уртитового массива образуют Sm–Nd-изохрону (СКВО = 0.2; $\epsilon_{Nd} = 5.1$) с возрастом 437 ± 36 млн. лет. С учетом K–Ar-изотопных определений по его породообразующим минералам, имеющих более узкий (426–416 млн. лет) диапазон [5, 9], можно допустить, что время формирования Кия-Шалтырского плутона приближенно отвечает рубежу раннего–позднего силура (~ 420 млн. лет). При этом следует обратить внимание на значимые отличия Sm–Nd- и K–Ar-изотопных возрастов пород упомянутых массивов (рис. 1). Нами впервые получены результаты U–Pb-изотопного датирования циркона из щелочных пород севера Кузнецкого Алатау. Монофракция циркона (~ 30 мг) была выделена из жильных пегматоидных нефелиновых сиенитов Дедовогорской щелочно-базитовой интрузии, расположенной в 8 км юго-восточнее Кия-Шалтырского массива (рис. 2).

Дедовогорский массив имеет штоковидную форму и залегает среди основных эффузивов беркульского комплекса среднего кембрия, образующих небольшое поле в известняках усинской свиты раннекембрийского возраста. В его составе преобладает лейкократовое трахитоидное габ-

Томский государственный университет
Институт геологии
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск
Комитет природных ресурсов
по Кемеровской области, Кемерово
Институт геологии и геохронологии докембрия,
Санкт-Петербург

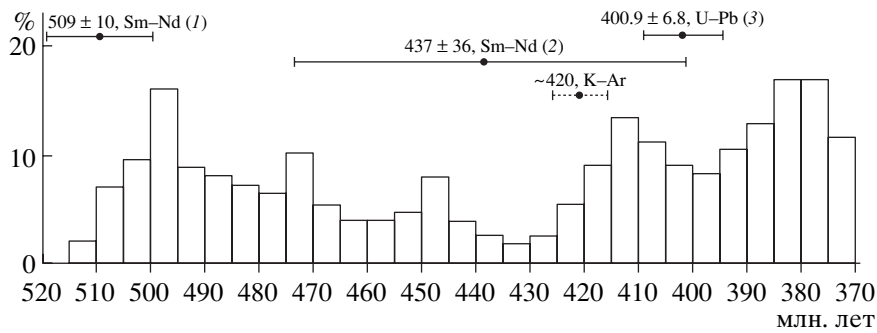


Рис. 1. Доверительные интервалы Sm-Nd-, U-Pb- и K-Ar-изотопных возрастов щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау. Данные по Верхнепетропавловскому (1), Кия-Шалтырскому (2), Дедовогорскому щелочным массивам (3) приведены в сравнении с гистограммой U-Pb- и Ar-Ar-изотопных возрастов гранитоидных батолитов Кузнецкого Алатау, Батеневского кряжа, Западного Саяна и Алтая [1, 5, 9, 13, данная статья].

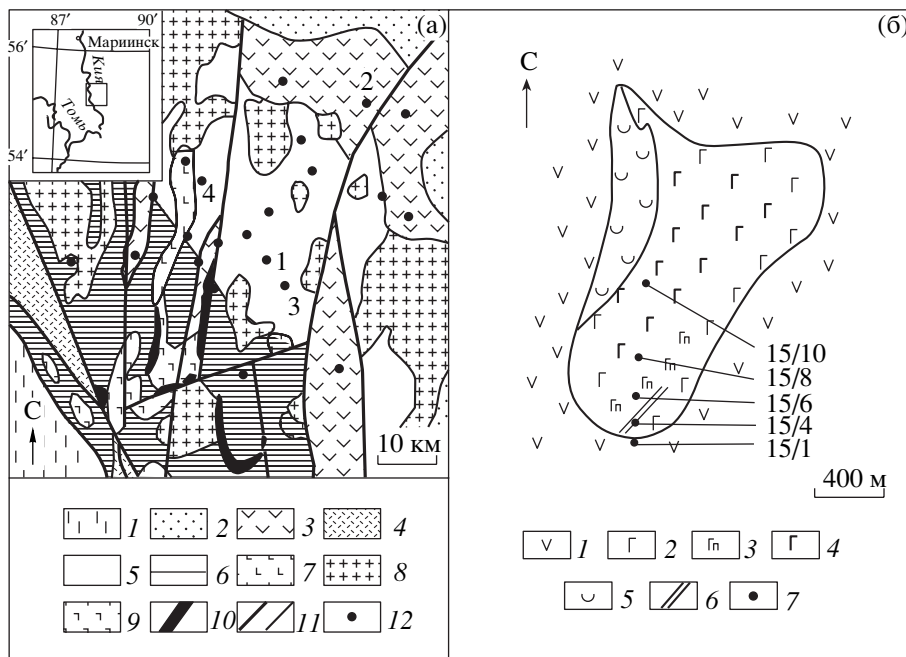


Рис. 2. Геологическая позиция и внутреннее строение Дедовогорского массива.

а – схема размещения щелочно-базитовых интрузий в геологических структурах северной части Кузнецкого Алатау (составлена по материалам О.М. Гринева, Н.А. Макаренко, М.П. Кортусова, С.П. Шокальского с соавторами [11]); в верхнем левом углу показано географическое расположение выделенной территории. 1 – отложения Кузнецкого угленосного прогиба; 2 – терригенные отложения девонских посторогенных впадин; 3 – вулканогенные отложения девонских посторогенных впадин и грабен; 4 – ордовикские терригенные отложения Тайдонского грабена; 5 – карбонатные и вулканогенные отложения нижнего и среднего кембрия; 6 – кремнисто-сланцевые, вулканогенные и карбонатные отложения верхнего рифея–нижнего кембрия; 7, 8 – умеренно щелочные габброиды и сиениты (7) и гранитоиды нормальной щелочности (8) раннего палеозоя; 9, 10 – базиты (9) и ультрабазиты (10) офиолитовой ассоциации (V-PZ₁); 11 – разломы; 12 – массивы щелочно-основных пород (1 – Кия-Шалтырский, 2 – Горячегогорский, 3 – Дедовогорский, 4 – Верхнепетропавловский).

б – схема строения Дедовогорского массива по [5]. 1 – порфировые базальты бериккульского комплекса среднего кембрия; 2 – габброиды краевой части массива; 3 – меланократовое габбро и габбро-пироксениты; 4 – лейкократовое трахитоидное габбро; 5 – нефелиновые сиениты; 6 – жильные пегматоидные фойяиты; 7 – место отбора геохимической пробы.

бро, которое в эндоконтакте сменяется закалочной фацией мелкозернистых габброидов порфировидного и такситового строения. Более поздняя интрузивная фаза представлена нефелиновыми си-

енитами фойяитового типа, в жильной пегматоидной разновидности которых отмечены редкоземельные минералы – циркон, эвдиалит, ортит, Y-гранат, ловенит (?) [5].

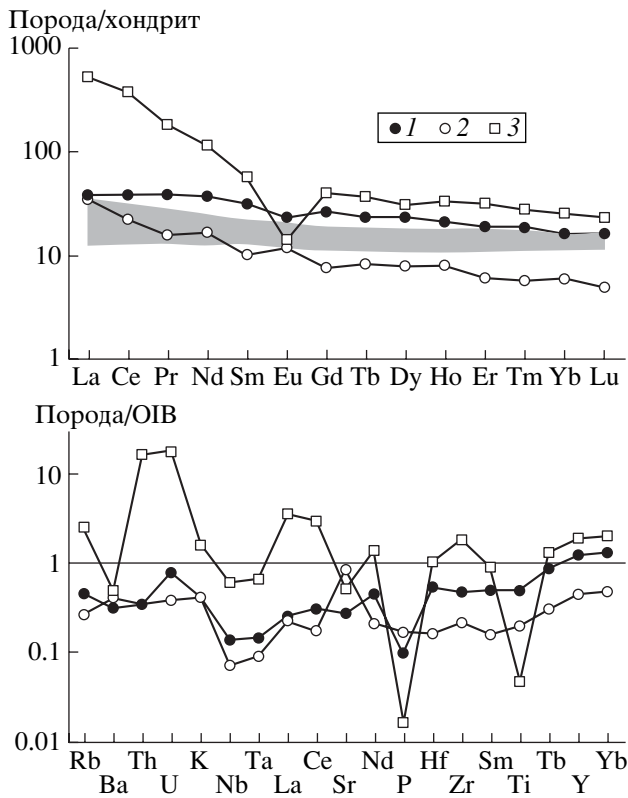


Рис. 3. Распределение редких элементов в породах Дедовогорского массива. 1 – меланократовое габбро; 2 – лейкократовое трахитоидное габбро; 3 – жильный пегматоидный фоййит. Серым цветом показано композиционное поле E-MORB. Концентрации элементов нормированы по составам хондрита CI и OIB [10].

Главными петрохимическими особенностями трахитоидного габбро и фоййитов Дедовогорского массива являются пониженная кремнекислотность ($\text{SiO}_2 \sim 48.5\text{--}56.9$ мас. %), обогащенность глиноземом ($\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 20.6\text{--}22.7$ мас. %) и щелочами ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \sim 4\text{--}11.8$ мас. %) при явном преобладании натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \sim 4.2\text{--}5.8$), что позволяет относить их к формации K–Na-щелочных основных пород. По сравнению с габброидами для нефелиновых сиенитов характерно резкое снижение концентраций Cr, Ni, Sc, Co и V с одновременным накоплением HFS- и LIL-элементов, особенно Th, U и легких РЗЭ (~ 450 г/т, $\text{La}/\text{Yb} = 29.5$). По данным параметрам эти породы в целом композиционно сходны с модельным источником типа OIB (рис. 3). Вместе с тем в более ранних базитах преобладает E-MORB-компонента ($\text{Th}/\text{Yb} \sim 0.51\text{--}1.33$; $\text{Ta}/\text{Yb} \sim 0.14\text{--}0.23$; $\Sigma\text{РЗЭ} \sim 40\text{--}80$ г/т, $\text{La}/\text{Yb} = 3.3\text{--}8.1$; рис. 3), что отражается в заметно пониженных относительно OIB содержаниях большинства некогерентных элементов и согласуется с представлениями о геохимической конвергентности щелочно-мафитового магматизма Кузнецкого Алатау [11]. Коматичность габ-

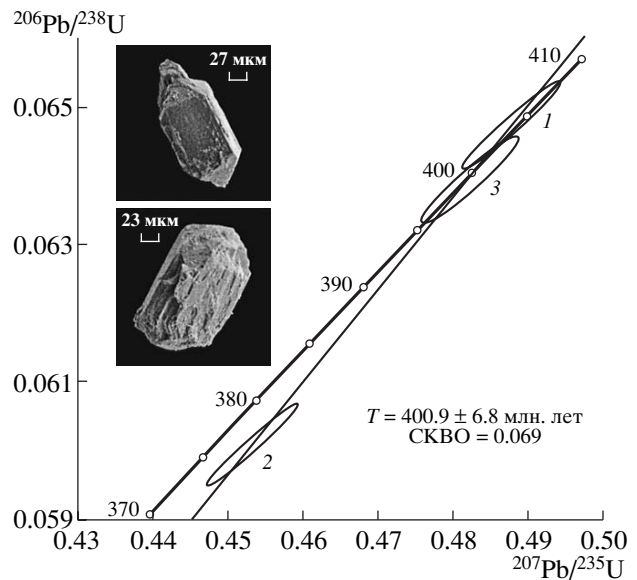


Рис. 4. U–Pb-диаграмма с конкордией для цирконов из пегматоидного фоййита Дедовогорского массива (проба Дг-15/4).

Фракции циркона 1, 2, 3 соответствуют порядковым номерам в табл. 1. Микрофотографии кристаллов циркона получены на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 при ускоряющем напряжении 20 кВ (аналитик Ю.В. Плоткина, ИГГД РАН, Санкт-Петербург).

броидов и нефелиновых сиенитов подтверждается близкими отношениями других HFS-элементов ($\text{Nb}/\text{Ta} \sim 12.5\text{--}16.4$; $\text{Zr}/\text{Hf} \sim 31\text{--}63$; $\text{Th}/\text{U} \sim 1.8\text{--}3.8$).

Монофракция циркона, отобранного из нефелиновых сиенитов Дедовогорского плутона (проба Дг-15/4, рис. 2), состоит в основном из обломков крупных полупрозрачных кристаллов минерала, цвет которых изменяется от коричневого до бесцветного. Сохранившиеся индивиды имеют дипирамидальную форму с гранями {111} и {101} или представлены комбинацией призмы {100} и дипирамиды {101} (рис. 4). Морфологические особенности кристаллов циркона свидетельствуют о его магматическом происхождении. Химическое разложение минерала и выделение U и Pb проводилось по модифицированной методике Т.Е. Кроу, изотопный анализ U и Pb выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре “Finnigan MAT-261” в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН. Расчет изохроны осуществлялся по программам PbDAT и ISOPLOT с использованием общепринятых констант распада урана. Проанализированы две фракции бесцветного циркона с размером частиц >130 мкм и одна фракция 100–130 мкм (табл. 1). Для минерала характерны повышенные концентрации U от 3195 до 7320 мкг/г. При этом не совпадающее с конкордией значение возраста имеет только циркон с наиболее высоким содержанием U (фракции 2), фракции 1 и 3 в пределах аналитической неопреде-

Таблица 1. Результаты U–Pb-изотопных исследований циркона из нефелинового сиенита (проба Дг-15/4) Дедовогорского массива

№ п.п.	Размер фракции, мкм	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	>130	2.39	352	4625	3771	$0.054709 \pm \pm 21$	$0.29229 \pm \pm 12$	$0.06471 \pm \pm 10$	$0.4881 \pm \pm 9$	0.97	$404.2 \pm \pm 3.2$	$403.6 \pm \pm 4.0$	$400.4 \pm \pm 8.0$
2	>130	2.52	517	7320	2722	$0.054722 \pm \pm 20$	$0.28261 \pm \pm 11$	$0.06008 \pm \pm 10$	$0.4533 \pm \pm 8$	0.98	$376.1 \pm \pm 3.0$	$379.6 \pm \pm 3.8$	$400.9 \pm \pm 8.0$
3	100–130	1.98	245	3195	3195	$0.054749 \pm \pm 22$	$0.30770 \pm \pm 12$	$0.06392 \pm \pm 8$	$0.4825 \pm \pm 7$	0.95	$399.4 \pm \pm 3.2$	$399.8 \pm \pm 4.0$	$402.8 \pm \pm 8.0$

Примечание. Точность определения содержаний U и Pb составляет 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 0.1 нг Pb и 0.01 нг U. Отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ скорректировано на фракционирование и бланк, отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ скорректированы на фракционирование, бланк и обычный свинец. Поправки на обычный свинец вводились в соответствии с моделью Стейси–Краммера [12]. Ошибки значений возрастов на уровне 2σ вычислены по результатам параллельных определений возраста стандартного циркона TНА-16. Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения отношений $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ и $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$.

ленности конкордантны. Построенная по трем фигуративным точкам изохрона, проходя через начало координат, пересекает конкордию на возрастной отметке 400.9 ± 6.8 млн. лет, СКВО = 0.069 (рис. 4). Учитывая морфологические свойства исследованного циркона, полученная изотопная дата может быть интерпретирована как возраст формирования пегматоидных нефелиновых сиенитов Дедовогорского массива.

Принимая во внимание результаты Sm–Nd-, U–Pb- и K–Ar-изотопного датирования, следует признать проблематичным существование в северной части Кузнецкого Алатау единого щелочно-базитового интрузивного комплекса, по крайней мере, в том объеме и временном диапазоне, как это считалось ранее. Более реалистичными с позиций геокартирования и геодинамической интерпретации выглядят отдельные ассоциации геологических тел, фиксирующие разновозрастные стадии мантийного щелочного магматизма, который проявился в регионе на рубеже кембрия–ордовика ($T \sim 500$ млн. лет), раннего–позднего силура ($T \sim 420$ млн. лет) и силура–девона ($T = 400 \pm 7$ млн. лет). Из приведенных датировок, указывающих на его полихронный характер, наиболее достоверны (в пределах аналитической погрешности) значения Sm–Nd- и U–Pb-изотопных возрастов по породам и минералам Верхнепетропавловского и Дедовогорского массивов. Даже без учета предварительных данных по Кия-Шалтырскому плутону становится очевидным широкий возрастной диапазон (~ 100 млн. лет) развития щелочного магматизма на территории Кузнецкого Алатау. Обращает на себя внимание тот факт, что установленные “импульсы” плюмовой активности вполне синхронизируются с главными пиками гранитного

батолитообразования в Алтае-Саянской складчатой области (см. рис. 1) [13].

При геодинамической интерпретации полученных геохронологических и изотопно-геохимических данных с позиции плейттектоники основное противоречие заключается в развитии такого разновозрастного щелочного магматизма в пределах достаточно ограниченной площади (~ 4500 км²), сопоставимой с размерами классической внутриконтинентальной горячей точки. В связи с этим наиболее предпочтительной выглядит следующая геодинамическая модель развития полихронного щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау. На рубеже кембрия–ордовика происходил подъем инициального плюма, который в существенной степени эродировал верхнемантийную часть окраинно-континентальной литосферы раннекаледонского возраста и способствовал внедрению базальтоидных расплавов повышенной щелочности. На последующих этапах мантийной эволюции, связанных с подъемом более молодых плюмов, метасоматически измененный литосферный субстрат и, возможно, подлитосферная верхняя мантия испытывали частичное плавление, продуцируя новые порции щелочной магмы. Согласно данной модели, магматическая активность подобного рода осложняла аккреционно-коллизийные процессы на активной окраине Сибирского континента в раннем–среднем палеозое и способствовала многостадийной рифтогенной деструкции ювенильной каледонской коры.

Основной вывод. Приведенные геохронологические данные указывают на три временных этапа развития щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау, проявившегося в регионе на рубеже кембрия–ордовика, раннего–позднего силура и силура–девона. Это позволяет предположить,

вслед за [14, 15], что континентальный рост в фанерозое на юго-западной окраине Сибирского континента (в современных координатах) происходил в сложной геодинамической обстановке, совмещающей надсубдукционные и плюмовые источники.

Авторы благодарят В.В. Ярмолюка (ИГЕМ РАН, Москва) и Г.А. Бабина (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), принимавших участие в обсуждении результатов исследований и сделавших конструктивные замечания к рукописи статьи.

Работа выполнена в рамках государственной программы МПР России (ГСР-200/2, 1000/3), а также при финансовой поддержке РФФИ (гранты 03-05-65081, 03-05-65099, 04-05-64331), Минобразования России (грант Е02-9.0-92), НП “Университеты России” (проект УР.09.01.042) и Интеграционного проекта СО РАН (№ 6.7.2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Журавлев Д.З., Макаренко Н.А. // ДАН. 2003. Т. 391. № 3. С. 378–382.
2. Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Руднев С.Н. и др. В сб.: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии “Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза”. СПб., 2003. С. 121–124.
3. Покровский Б.Г., Андреева Е.Д., Врублевский В.В., Гринев О.М. // Петрология. 1998. Т. 6. № 3. С. 259–273.
4. Vrublevsky V.V., Gertner I.F., Voitenko D.N. // Geochim. et cosmochim. acta. 2002. V. 66. № 15a (S1). P. A813.
5. Андреева Е.Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1968. 169 с.
6. Довгаль В.Н., Широких В.А. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1980. 215 с.
7. Кортусов М.П., Макаренко Н.А. В сб.: Щелочные и субщелочные породы Кузнецкого Алатау. Томск: Изд-во ТГУ, 1987. С. 3–15.
8. 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, 2000. 187 с.
9. Кононова В.А. Якуширангит-уртитовая серия щелочных пород. М.: Наука, 1976. 215 с.
10. Sun S., McDonough W.F. // Austral. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.
11. Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Войтенко Д.Н. и др. Материалы Всерос. конф. “Петрология магматических и метаморфических комплексов”. Томск: Изд-во ТГУ, 2002. В. 3. Т. 1. С. 55–67.
12. Stacey J.S., Kramers I.D. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
13. Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А. и др. В кн.: Материалы Всерос. конф. “Петрология магматических и метаморфических комплексов”. Томск: Изд-во ТГУ, 2002. В. 3. Т. 1. С. 201–207.
14. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1/2. С. 1280–1293.
15. Добрецов Н.Л. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1/2. С. 5–27.