

СТРАТОТИП ЧАЙСКОЙ СВИТЫ АКИТКАНСКОЙ СЕРИИ СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА: ВОЗРАСТ И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Т.В. Донская, А.М. Мазукабзов, Е.В. Бибилова*, Д.П. Гладкочуб, А.Н. Диденко,
Т.И. Кирилова*, В.Ю. Водовозов***, А.М. Станевич**

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

** Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 119991, Москва, ул. Косыгина, 19, Россия*

*** Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

**** Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123995, Москва, ул. Бол. Грузинская, 10, Россия*

U-Pb методом по циркону определен возраст риодацитов, слагающих покровы среди груботерригенных пород нижней части разреза чайской свиты акитканской серии (Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс), которые могут рассматриваться как синхронные осадконакоплению. Результаты датирования (1863 ± 9 млн лет) позволили оценить возраст базальных слоев чайской свиты и обосновать возрастную границу между хибеленской и чайской свитами акитканской серии. На основе полученного значения возраста и ранее опубликованных датировок по магматическим образованиям, прорывающим отложения чайской свиты, можно сделать вывод, что ее формирование было непродолжительным и заняло, вероятно, около 10 млн лет.

Риодациты, геохронология, ранний протерозой, Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс, Сибирский кратон.

STRATOTYPE OF THE CHAYA FORMATION OF THE AKITKAN GROUP IN THE NORTH BAIKAL VOLCANOPLUTONIC BELT: AGE AND TIME OF SEDIMENTATION

**T.V. Donskaya, A.M. Mazukabzov, E.V. Bibikova, D.P. Gladkochub, A.N. Didenko,
T.I. Kirnozova, V.Yu. Vodovozov, and A.M. Stanevich**

With U-Pb zircon dating, we determined the age of rhyodacites composing sedimentary covers among coarse-terrigenous rocks of the lowermost Chaya Formation of the Akitkan Group (North Baikal volcanoplutonic belt). These rocks are considered to have formed during the sedimentation. The dates (1863 ± 9 Ma) permitted estimation of the age of basal beds of the Chaya Formation and substantiate the age boundary between the Khibelen and Chaya Formations of the Akitkan Group. The determined age and earlier dates of igneous rocks intruding the Chaya Formation deposits suggest that the latter accumulated for ~10 Myr.

Rhyodacites, geochronology, Early Proterozoic, North Baikal volcanoplutonic belt, Siberian craton

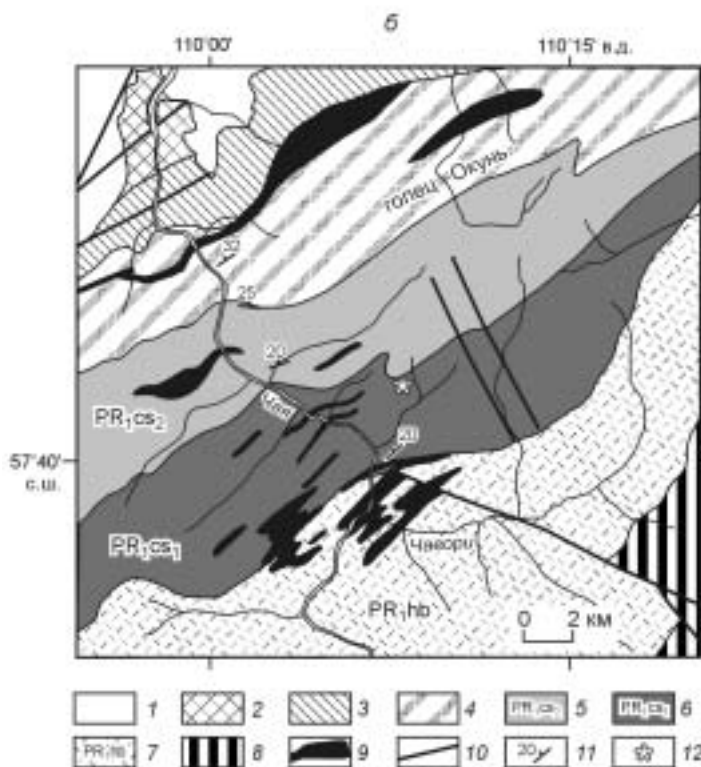
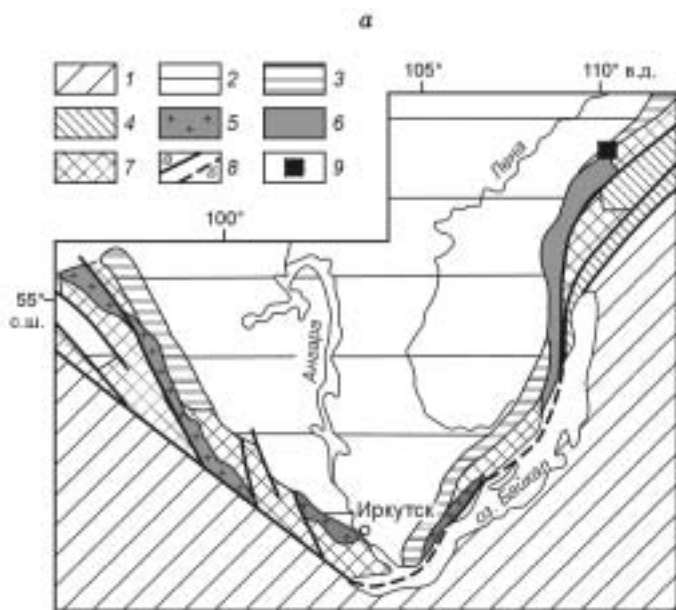
Северо-Байкальский (Аkitканский) вулканоплутонический пояс, располагающийся в южной части Сибирского кратона вблизи Саяно-Байкальской складчатой области, привлекает внимание исследователей уже более 50 лет. В течение этого времени высказывались различные точки зрения о тектоническом положении пояса, возрасте слагающих его пород и внутренней стратиграфической корреляции. Проведенные в последние годы геохронологические и геохимические исследования позволили снять некоторые противоречия, касающиеся тектонического положения пояса в структуре Сибирского кратона, его природы (постколлизийное растяжение по А.М. Ларину с соавторами [2003]) и возраста отдельных подразделений в его составе. В частности, датирование U-Pb методом по цирконам нескольких проб пород Северо-Байкальского пояса показало, что все они имеют палеопротерозойский ($1.80\text{—}1.87$ млрд лет) [Неймарк и др., 1991; Ларин и др., 2003; Булдыгеров, Собаченко, 2005; Poller et al., 2005], а не мезопротерозойский возраст, как это считалось ранее на основании Rb-Sr изотопного датирования (обзор в работе [Бухаров, 1987]). В то же время возраст отдельных подразделений в структуре Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса до сих пор остается открытым, что создает определенные трудности при проведении стратиграфических корреляций внутри пояса, которые и так достаточно сложны ввиду фациальной изменчивости породных ассоциаций по латерали и вертикали.

Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс протягивается от северо-западной оконечности оз. Байкал в северном — северо-восточном направлении на расстоянии 550 км при ширине 5—60 км [Бухаров, 1987]. Его образования с угловым несогласием залегают на раннепротерозойских метаморфических породах (сарминская серия и ее аналоги), позднеархейских гранитоидах [Донская и др., 2005] и перекрываются верхнерифейскими осадочными породами байкальской серии (рис. 1, а). Пояс сложен терригенно-вулканогенными породами акитканской серии и гранитоидами ирельского комплекса, комаг-

Рис. 1. Схема геологического строения южной части Сибирского кратона (по [Диденко и др., 2003], модифицированная (а); схема геологического строения северо-западного склона Аkitканского хребта в районе среднего течения р. Чая (б).

а: 1 — Центрально-Азиатский складчатый пояс; 2 — чехол Сибирской платформы; 3, 4 — отложения рифейских перикратонных прогибов: 3 — неметаморфизованные, 4 — высокометаморфизованные; 5—7 — образования краевых выступов фундамента Сибирского кратона: 5 — раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды, 6 — раннепротерозойский Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс, 7 — архей-раннепротерозойские образования, объединенные; 8 — главные разломы: установленные (а), предполагаемые (б); 9 — район детальных исследований.

б: 1 — четвертичные отложения; 2 — кембрийские отложения; 3 — байкальская серия (поздний рифей); 4 — окульская свита теппоргинской серии (рифей — ранний протерозой?); 5—7 — акитканская серия раннего протерозоя: 5 — верхняя подсвита чайской свиты, 6 — нижняя подсвита чайской свиты, 7 — хибеленская свита; 8 — чуйская толща (ранний протерозой); 9 — чайский интрузивный комплекс (рифей — ранний протерозой?); 10 — разрывные нарушения; 11 — элементы залегания; 12 — точка отбора обр. 0490 для геохронологических исследований.



матичными кислым вулканитам акитканской серии [Салоп, 1964; Мац и др., 1968]. Согласно схеме Л.И. Салопа [1964], в составе акитканской серии объединены (снизу вверх) малокосинская, хибеленская и чайская свиты. При этом малокосинская и чайская представлены преимущественно терригенными образованиями, а хибеленская — эффузивными. В.Д. Мац с соавторами [1968] предложили выделять в составе акитканской серии в пределах Аkitканского хребта домугдинскую (нижнюю) и чайскую (верхнюю) свиты, а в пределах Байкальского хребта хибеленскую свиту, которую они коррелировали с чайской. С начала 70-х годов прошлого века, в пределах Северо-Байкальского пояса большинство исследователей начали выделять вулканогенные, вулканоплутонические и вулканогенно-терригенные комплексы, общий признак которых в том, что вулканогенные образования не являются частью стратифицированного разреза, а представляют собой различные палеовулканические постройки (обзор в работе [Срывцев, 1986]). В соответствии с таким расчленением Северо-Байкальского пояса, оценку возраста терригенных образований в его составе и соответственно продолжительности осадконакопления стали проводить на основе датирования магматических образований, контактирующих с осадками стратиграфических подразделений. Такие корреляции давали совершенно неоднозначные толкования возраста терригенных образований. В полной мере это отразилось на определении возраста и продолжительности накопления преимущественно терригенной чайской свиты Северо-Байкальского пояса, разброс оценок возраста которой составил более 50 млн лет (см. ниже). Особо подчеркнем, что значительный диапазон оценок возраста не только не позволяет проводить достоверные стратиграфические корреляции, но и автоматически вносит существенную неопределенность в интерпретацию палеомагнитных данных, полученных в последние годы для различных стратиграфических уровней акитканской серии [Диденко и др., 2005].

Например, даже при умеренной скорости движения (~3 см/год) Сибирского кратона в течение 50 млн лет, ошибка оценки латерального смещения кратона будет составлять ~15° без учета ошибки собственно палеомагнитного результата, последняя при выполнении современных методических требований и уверенном выделении древней намагниченности обычно составляет ±5—7°. Все это побудило нас предпринять специальные исследования по определению возраста чайской свиты акитканской серии в ее стратотипическом разрезе по р. Чае.

Отложения чайской свиты протягиваются вдоль северо-западных склонов Акитканского хребта. Они согласно залегают на подстилающих ее образованиях хибеленской свиты (по представлениям Н.А. Срывцева [1986] на породах ламборского комплекса) (см. рис. 1, б) и имеют с ней постепенные переходы через пачки переслаивания [Салоп, 1964; Мац и др., 1968]. Образования чайской свиты на р. Чае согласно перекрываются конгломератами и песчаниками окульской свиты, образуя непрерывный разрез [Срывцев, 1986]. В других местах отмечается несогласное залегание на породах чайской свиты верхнерифейских отложений байкальской серии [Мац и др., 1968]. По особенностям строения чайская свита подразделяется на две подсвиты: нижняя (мощность до 1600 м) представлена разнотекстурными полимиктовыми песчаниками с тонкими прослоями алевролитов, полимиктовыми конгломератами и туфогенными породами с линзовидными покровами вулканитов кислого состава, верхняя (мощность около 1500 м) — аркозовыми и полимиктовыми песчаниками с горизонтами конгломератов. Отложения чайской свиты слагают моноклинал северо-восточного простирания с пологим (до 30°) погружением на северо-запад. В связи с тем, что чайская свита сложена преимущественно осадочными образованиями, ее возраст оценивался на основании возрастных датировок магматитов, выделяемых в самостоятельные вулканические комплексы [Срывцев, 1986], которые якобы коррелируются с осадками чайской свиты. Так, U-Pb датирование по цирконам кислых магматитов из экструзии чайского комплекса (среднее течение р. Кутима) показало возраст 1801 ± 22 млн лет [Булдыгеров, Собаченко, 2005]. Возраст латитов ламборского комплекса (U-Pb метод по циркону) составляет 1823 ± 7 млн лет [Неймарк и др., 1991]. Возраст риолитов из Гольцовского палеовулкана, определенный также U-Pb методом по циркону, соответствует 1854 ± 5 млн лет [Ларин и др., 2003]. Из этой гаммы цифр видно, что намечается сильный разброс значений возрастов, которые могли бы определить возрастные границы чайской свиты. Кроме того, так как нижележащие образования акитканской серии имеют достаточно близкий диапазон значений возраста (1866 ± 6 млн лет [Неймарк и др., 1991]; 1869 ± 6 млн лет [Ларин и др., 2003]), то, принимая за возраст чайской свиты одну из перечисленных выше датировок, продолжительность осадконакопления чайской свиты может варьировать в достаточно широких пределах (более 50 млн лет).

Для достоверного определения возраста свиты и продолжительности осадконакопления наиболее важны определения возраста из вулканитов, располагающихся среди осадочных пород, поскольку они синхронны осадконакоплению. Подобные эффузивы слагают покровы среди груботерригенных пород нижней части разреза чайской свиты и прослеживаются от верховьев р. Суслинка (восточные отроги гольца Окунь) до верховьев правых притоков р. Чае [Салоп, 1964; Мац и др., 1968] (см. рис. 1, б). Вулканиты имеют вишневую окраску и по составу соответствуют риодацитам. Мощность эффузивных покровов достигает 5 м.

Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из риодацитов чайской свиты (обр. 0490)

№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, г	Содержание, мкг/г		Изотопный состав Pb			Изотопные отношения			Возраст, млн лет
			U	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Rho*	
1	+100	0.00102	381.47	125.86	3170	8.6038	5.9934	0.2976	4.598	0.96	1833.1 ± 1.0
2	-100... +75	0.00100	258.13	81.20	7551	8.7110	6.1436	0.2860	4.461	0.96	1849.9 ± 1.0
3	-75	0.00760	471.05	177.09	8170	8.7360	6.1592	0.3321	5.220	0.96	1846.8 ± 1.0
4	+75, CP	—	—	—	2866	8.4660	6.6340	0.3191	4.994	0.96	1856.4 ± 1.1
5	-75, CP	—	—	—	18710	8.7525	7.0200	0.3144	4.926	0.96	1858.2 ± 1.0

Примечание. CP — селективное растворение цирконов по методике [Mattison, 1994]. Химическое разложение цирконов и выделение U, Pb выполнялись по модифицированной методике [Krogh, 1973]. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261. Точность определения U/Pb составила 0.5 %. Холостое загрязнение не превышало по Pb 0.1 и U 0.005 нг. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам ISOPLOT [Ludwig, 1991]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

*Коэффициент корреляции $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Рис. 2. Диаграмма с конкордией для цирконов из риодацита чайской свиты (обр. 0490).

На диаграмме 1—5 соответствуют порядковым номерам в таблице.

Для датирования отобран риодацит обр. 0490 (см. рис. 1, б). Порода имеет следующий состав (мас.%): $\text{SiO}_2 = 71.38$, $\text{TiO}_2 = 0.52$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.44$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2.85$, $\text{FeO} = 1.52$, $\text{MnO} = 0.03$, $\text{MgO} = 0.36$, $\text{CaO} = 0.61$, $\text{Na}_2\text{O} = 2.53$, $\text{K}_2\text{O} = 5.25$, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.10$, $\text{H}_2\text{O} = 0.22$, П.п.п. = 1.17, сумма = 99.98.

Из обр. 0490 был выделен акцессорный циркон. Он представлен хорошо оформленными разноудлиненными призматическими зернами, прозрачными, светло-коричневыми. Отчетливо проявлена тонкая магматическая зональность. Удлинение кристаллов от 2—3 до 5.

Во многих зернах присутствуют включения рудного минерала. Для анализа вручную были отобраны наиболее прозрачные зерна циркона. Изотопное исследование было выполнено для трех размерных фракций циркона, а также две размерные фракции были подвергнуты предварительному селективному растворению по методике Дж. Маттисона [Mattison, 1994]. Результаты изотопного исследования представлены в таблице и на диаграмме с конкордией (рис. 2). Поскольку при отборе крупной фракции циркона (+100 мкм) избавиться от цирконов с включениями не удалось, что сказалось на качестве изотопных данных и положении этой точки на диаграмме с конкордией, то при расчете возраста по верхнему пересечению дискордии с конкордией эта точка не учитывалась. Точка верхнего пересечения дискордии с конкордией составила 1863.2 ± 8.7 млн лет, точка нижнего пересечения располагается около нуля (см. рис. 2). Достаточно высокая ошибка в возрасте (± 8.7 млн лет) связана с неидеальной линейностью в расположении точек, что отражено в достаточно высокой (3.4) величине СКВО. Учитывая морфологические особенности изученного циркона, указывающие на его магматическое происхождение, значение верхнего пересечения дискордии с конкордией можно интерпретировать как наиболее точную оценку возраста кристаллизации родоначальных для риодацитов расплавов (см. рис. 2).

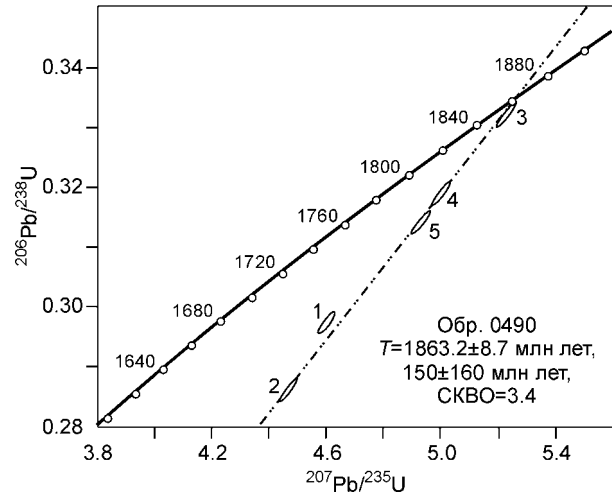
Полученные данные по возрасту риодацитов (1863 ± 9 млн лет) позволяют оценить возраст базальных слоев чайской свиты и обосновать возрастную границу между хибеленской и чайской свитами. Возраст же верхов разреза чайской свиты можно отождествлять с возрастом наиболее древних субвулканитов, прорывающих образования чайской свиты, а именно с риолитами Гольцовского палеовулкана, имеющих возраст 1854 ± 5 млн лет [Ларин и др., 2003]. На 95%-м уровне значимости статистически эти две датировки не различаются, но перекрытие их доверительных интервалов незначительное и, что самое главное, хорошо проявлена тенденция омоложения риолитов Гольцовского палеовулкана по отношению к риодацитам из нижней части разреза чайской свиты. По-видимому, формирование чайской свиты было непродолжительным и заняло около 10 млн лет.

Более молодые возрасты вулканитов чайского комплекса (1801 ± 22 млн лет [Булдыгеров, Собаченко, 2005]) и латитов ламборского комплекса (1823 ± 7 млн лет [Неймарк и др., 1991]), ранее коррелируемые с отложениями чайской свиты, связаны, вероятно, с затухающими процессами вулканизма в пределах Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса и прямого отношения к формированию чайской свиты не имеют. Они формировались уже после накопления терригенных отложений чайской свиты и слагали отдельные вулканические постройки.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 04-05-64412, 06-05-64352, 06-05-64458), Фонда содействия отечественной науке, гранта Президента РФ № МД-1720.5.2005 и НОЦ „Байкал“.

ЛИТЕРАТУРА

- Булдыгеров В.В., Собаченко В.Н.** Проблемы геологии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. Иркутск, Изд-во Иркут. ун-та, 2005, 184 с.
- Бухаров А.А.** Протоактивизированные зоны древних платформ. Новосибирск, Наука, 1987, 201 с.
- Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибикина Е.В., Водовозов В.Ю., Хильтова В.Я., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Левицкий В.И., Травин А.В., Шевченко Д.О., Рассказов С.В.** Палеомагнетизм нижнепротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона и геодинамические следствия // Докл. РАН, 2003, т. 390, № 3, с. 368—373.



Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Бибикина Е.В., Кирилова Т.И., Козаков И.К. Сибирский кратон в раннем протерозое: новые палеомагнитные и изотопно-геохронологические данные // *Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых (Матер. XXXVIII тектонического совещания, Т. 1).* М., ГЕОС, 2005, с. 205—209.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Поллер У., Тодт В. Архей Западного Прибайкалья: новые геохронологические, геохимические и изотопные данные // *I Российская конференция по проблемам геологии и геодинамики докембрия „Геология и геодинамика архея“.* СПб., Центр информационной культуры, 2005, с. 108—113.

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А. Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // *Докл. РАН*, 2003, т. 392, № 4, с. 506—511.

Мац В.Д., Бухаров А.А., Егорова О.П. Стратиграфия и некоторые литологические особенности терригенно-вулканогенных толщ Северо-Байкальского вулканического пояса // *Материалы по геологии и геофизике Сибирской платформы, Вып. 1.* Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1968, с. 116—139.

Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Срывцев Н.А., Булдыгеров В.В. Новые данные о возрасте пород акитканской серии Байкало-Патомской складчатой области по результатам U-Pb датирования цирконов // *Докл. РАН*, 1991, т. 320, № 1, с. 182—186.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области, Т. 1. М., Недра, 1964, 511 с.

Срывцев Н.А. Строение и геохронометрия акитканской серии Западного Прибайкалья // *Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири.* М., Наука, 1986, с. 50—60.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, v. 37, p. 485—494.

Ludwig K.R. Pb Dat for MS-DOS, version 1.21 // *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.*, 1991, № 88-542, 35 p.

Mattison J.M. A study of complex discordance in zircon using step-wise dissolution technique // *Contr. Miner. Petrol.*, 1994, v. 116, p. 117—129.

Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Prec. Res.*, 2005, v. 136, p. 353—368.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26, № 2, p. 207—221.

*Рекомендована к печати 7 сентября 2006 г.
В.А. Верниковским*

*Поступила в редакцию
30 марта 2006 г.*