

УДК 552.2:551.72(571.5)

ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ УЛКАНСКОЙ СЕРИИ – СТРАТОТИПА ВЕРХНЕГО КАРЕЛИЯ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

© 2013 г. А. М. Ларин, А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова, член-корреспондент РАН В. А. Глебовицкий, С. Д. Великославинский, С. З. Яковлева, И. В. Анисимова

Поступило 14.06.2012 г.

DOI: 10.7868/S0869565213100198

Определение возрастной границы нижнего протерозоя и рифея относится к числу важнейших проблем стратиграфического расчленения докембрия Сибири. В пределах Восточной Сибири и Дальнего Востока самыми благоприятными районами для решения этой проблемы являются Северо-Западное Прибайкалье и Учуро-Майский регион, где наиболее полно представлены разрезы верхней (дорифейской) части нижнего протерозоя (акитканская и улканская серии) и рифея. Авторы работы [1] относят эти серии к верхнему карелию и рассматривают слагающие их породы в качестве моласс свекокарельского тектономагматического цикла.

Геологические и геохронологические исследования вулканических пород акитканской серии (U–Pb-метод по циркону; [2, 3]) показали, что их формирование произошло в интервале 1878 ± 4 – 1854 ± 5 млн лет, т.е. отвечает нижней части верхнего карелия. Поэтому они не могут служить репером для определения возрастного рубежа между верхним и нижним протерозоем Сибирской платформы. Более подходящим объектом для решения этой задачи являются вулканические породы улканской серии, которые вместе с гранитоидами Южно- и Северо-Учурского массивов относят к улканскому вулканоплутоническому комплексу. В результате геохронологических U–Pb-исследований [4] установлено, что его формирование отвечает интервалу 1727 ± 6 – 1705 ± 5 млн лет. С изверженными породами улканского комплекса ассоциируют близкие к ним по возрасту автономные анортозиты джугджурского комплекса (1736 ± 6 млн лет, U–Pb-метод по циркону; [5]), образующие с ними единую магматическую ассоциацию [4]. К сожалению, надежные оценки возраста вулканических пород улканской серии на сегодняш-

ний день отсутствуют. В настоящей статье представлены результаты геохронологических U–Pb-исследований трахириолита из элгэтэйской свиты улканской серии.

Улканский вулканоплутонический комплекс расположен в восточной части Алданского щита и приурочен к центральной части Билякчан-Улканского анорогенного вулканоплутонического пояса, протягивающегося более чем на 750 км вдоль юго-восточной границы Сибирской платформы (рис. 1, I) и “сшивающего” тектонические структуры Алданского щита, Джугджуро-Становой складчатой области и Охотского массива. Пояс имеет асимметричное строение. Его северная и центральная части сложены терригенными и вулканогенными породами билякчанской и улканской серий, выполняющих соответственно Билякчанский и Улканский грабены, а южная – крупными массивами анортозитов.

Вулканогенно-осадочные образования улканской серии рассматриваются в качестве стратотипа для верхнего карелия Восточной Сибири и Дальнего Востока [6]. Они не несут следов структурно-метаморфических преобразований, залегают с резким угловым несогласием на раннепротерозойских метаморфических породах Алданского щита и перекрываются (Учуро-Майская впадина) нижнерифейскими отложениями уянской серии платформенного чехла Сибирской платформы. Разрез рифейских отложений Учуро-Майской впадины описан как сибирский гипостратотип рифея [7] и относится к числу наиболее полных и палеонтологически хорошо охарактеризованных опорных разрезов верхнего протерозоя Северной Евразии. Возраст коры выветривания в основании уянской серии нижнего рифея, определенный изохронным Rb–Sr-методом по аутигенному адуляру, составляет 1670 ± 40 млн лет [8].

В составе улканской серии выделяются три свиты: топорицкая, улкачанская и элгэтэйская, общей мощностью до 3100 м [8]. Базальная

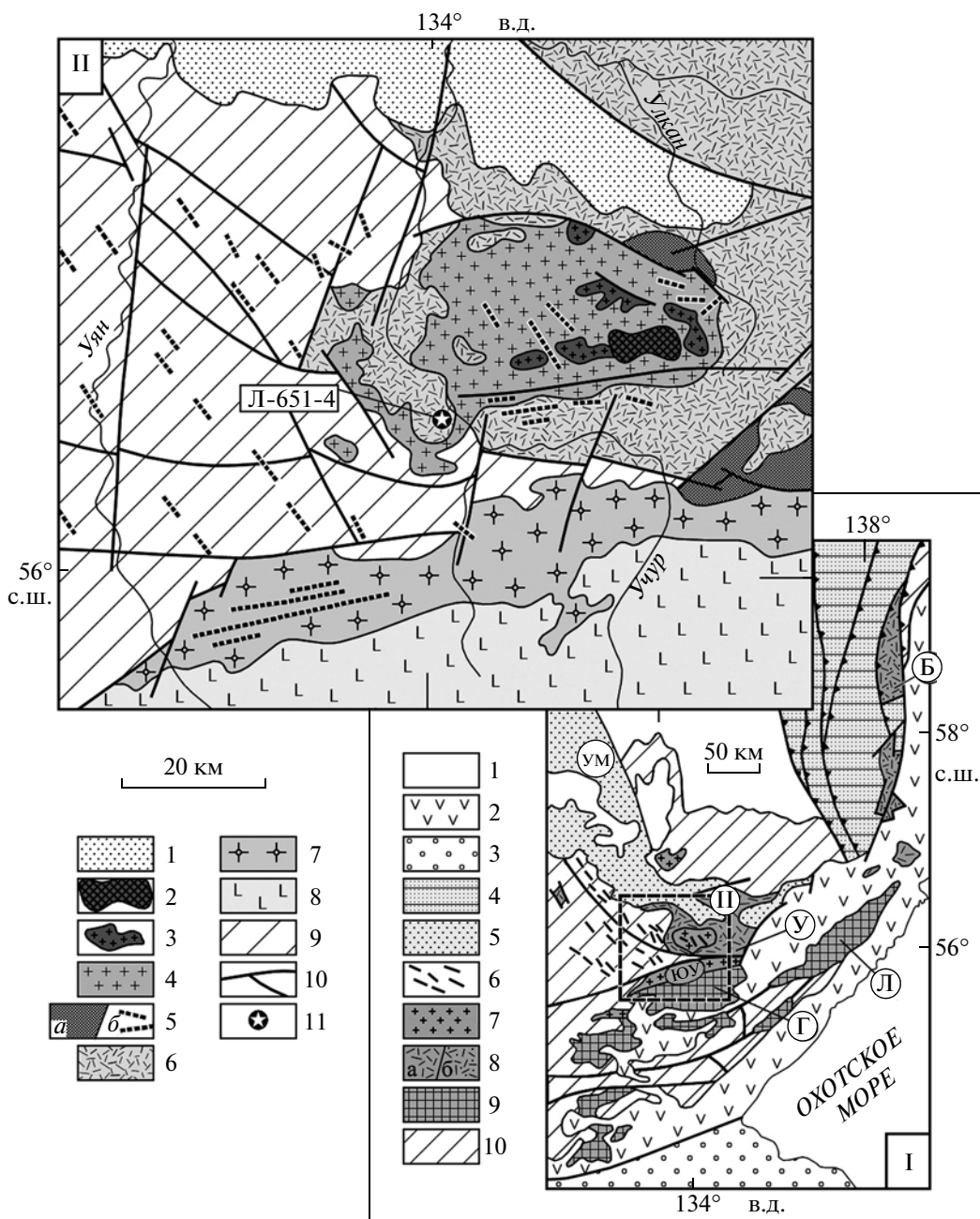


Рис. 1. Схематическая геологическая карта центральной части Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса. I. 1 – осадочный чехол Сибирской платформы; 2 – Охотско-Чукотский вулканический пояс (MZ); 3 – Монголо-Охотский складчатый пояс (PZ-MZ); 4 – Южно-Верхоянский форланд Верхоянского складчато-надвигового пояса (R-PZ₁); 5 – Учуро-Майский прогиб (уянская и учурская серии, R₁); 6–9 – Билякчан-Улканский анорогенный вулканоплутонический пояс (1.74–1.70 млрд лет): 6 – дайки диабазов и интрузии габброидов, 7 – гранитоиды, 8 – терригенно-вулканогенные толщи (*a* – существенно вулканогенные, *b* – вулканогенно-терригенные), 9 – анортозиты джугджурского комплекса; 10 – раннедокембрийские комплексы фундамента Сибирской платформы. Б – Билякчанский грабен, Г – Геранский массив, Л – Лантарский массив, У – Улканский грабен, УМ – Учуро-Майский прогиб, ЮУ – Южно-Учурский массив. II. 1 – осадочные и вулканогенно-осадочные породы учурской и уянской серий (R₁); 2–8 – улканский комплекс: 2–5 – Северо-Учурский массив: 2 – щелочные граниты (III фаза), 3 – мелкозернистые лейкократовые биотитовые граниты (II фаза), 4 – крупнозернистые биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, кварцевые сиениты, кварцевые монцониты (I фаза), 5 – основные породы гекунданского комплекса (*a* – габбро и габброиды, *b* – дайки диабазов и долеритов); 6 – вулканогенно-осадочные породы улканской серии; 7 – Южно-Учурский массив, граниты рапакиви, кварцевые сиениты, кварцевые монцониты, монцониты; 8 – Геранский массив джугджурского комплекса автономных анортозитов; 9 – метаморфические комплексы Алданского щита; 10 – разрывные нарушения; 11 – место отбора геохронологической пробы Л-651-4.

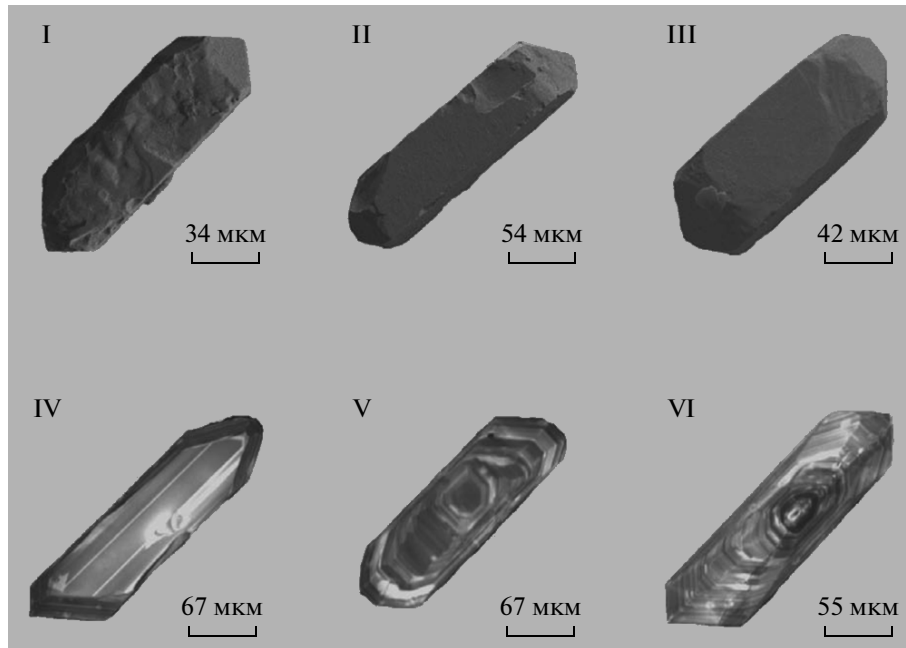


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из трахириолита элгэтэйской свиты улканской серии (проба Л-651-4), выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55: I–III – в режиме вторичных электронов; IV–VI – в режиме катодолуминесценции.

топориканская свита (до 200 м) сложена высокочрезвычайно кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками, реже гравелитами и конгломератами. Улкачанская свита (~750 м) представлена трахибазальтами, базальтами, андезитобазальтами и их лавобрекчиями с прослоями песчаников, конгломератов, туффитов и туфов. Элгэтэйская свита (>2000 м) сложена преимущественно вулканическими породами бимодальной ассоциации, в которой доминируют породы кислого состава. В нижней части разреза этой свиты преобладают трахидациты, дациты и трахириодациты, в средней – трахириодациты, трахириолиты и их игнимбриты, в верхней – комендиты и их игнимбриты, а также онгориолиты, трахириолиты и туффизиты трахириолитов. Все вулканисты улканской серии отвечают по составу внутриплитным изверженным породам, а кислые вулканисты и ассоциирующие с ними граниты – гранитам А-типа [4].

Нижняя возрастная граница улканской серии определяется тем, что вулканические породы улкачанской и элгэтэйской свит залегают на коре выветривания анортозитов джугджурского комплекса [8], а верхняя – их прорыванием гранитоидами ранней фазы Северо-Учурского массива, возраст которых составляет 1721 ± 1 млн лет (U–Pb-метод по циркону; [4]).

Для геохронологических U–Pb-исследований использована проба (Л-651-4) трахириолита из средней подсвиты элгэтэйской свиты. Выделение циркона проводили по стандартной методике с ис-

пользованием тяжелых жидкостей. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполняли по модифицированной методике Т.Е. Кроу [9]. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом режиме. Для изотопных исследований использовали смешанные изотопные индикаторы ^{235}U – ^{202}Pb или ^{235}U – ^{208}Pb . В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности проводили аэроабразивную обработку циркона [10]. Содержания U и Pb, а также U/Pb изотопные отношения определены с погрешностью 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработку экспериментальных данных проводили при помощи программ PbDAT [11] и ISOPLOT [12]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [13]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [14]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Акцессорный циркон, выделенный из трахириолита элгэтэйской свиты (проба Л-651-4), представлен идиоморфными и субидиоморфными, прозрачными и полупрозрачными, призматическими и длиннопризматическими кристаллами сиреневого и рыжевато-сиреневого цвета, ограненными призмами {100}, {110} и дипирамидами {101}, {111} (рис. 2, I–III). Размер кристаллов изменяется от 100 до 300 мкм ($K_{\text{удл}} = 3.0$ – 4.0). Для их внутреннего строения характерна четко проявленная осцилляторная зональность (рис. 2, IV–VI), указывающая на кристаллизацию из рас-

Таблица 1. Результаты геохронологических U–Pb-исследований акцессорного циркона из трахириолита элгэтэйской свиты улканской серии (проба Л-651-4)

№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$
1	>150, 20 зер.	0.12	49.4	139.0	1061	0.1055 ± 1	0.2205 ± 1
2	100–150, 20 зер., $A = 40\%$	0.13	50.3	156.7	3713	0.1055 ± 1	0.1497 ± 1
3	100–150, 25 зер.	0.18	55.0	165.0	1986	0.1054 ± 1	0.1734 ± 1

№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Изотопные отношения		<i>Rho</i>	Возраст, млн лет		
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	>150, 20 зер.	4.3930 ± 61	0.3019 ± 4	0.83	1711 ± 3	1701 ± 3	1723 ± 2
2	100–150, 20 зер., $A = 40\%$	4.2797 ± 66	0.2942 ± 4	0.95	1690 ± 3	1663 ± 2	1723 ± 1
3	100–150, 25 зер.	4.3691 ± 68	0.3005 ± 4	0.88	1707 ± 3	1694 ± 2	1722 ± 1

Примечания. ^a изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; *Rho* – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; 20 зер. – количество зерен циркона в навеске; $A = 40\%$ – количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки циркона. Величины ошибок (2σ) определения изотопных отношений соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

плава. В некоторых кристаллах обнаружены реликты унаследованных ядер (рис. 2, VI).

Геохронологические U–Pb-исследования проведены для трех микронавесок (20–25 зерен) наиболее идиоморфных и прозрачных кристаллов циркона, отобранных из размерных фракций

100–150 и >150 мкм (табл. 1). Циркон одной из микронавесок (№ 2, табл. 1) был подвергнут предварительной аэробразивной обработке. Как видно из табл. 1 и на рис. 3, изученный циркон характеризуется незначительной дискордантностью оценок возраста, рассчитанных по разным

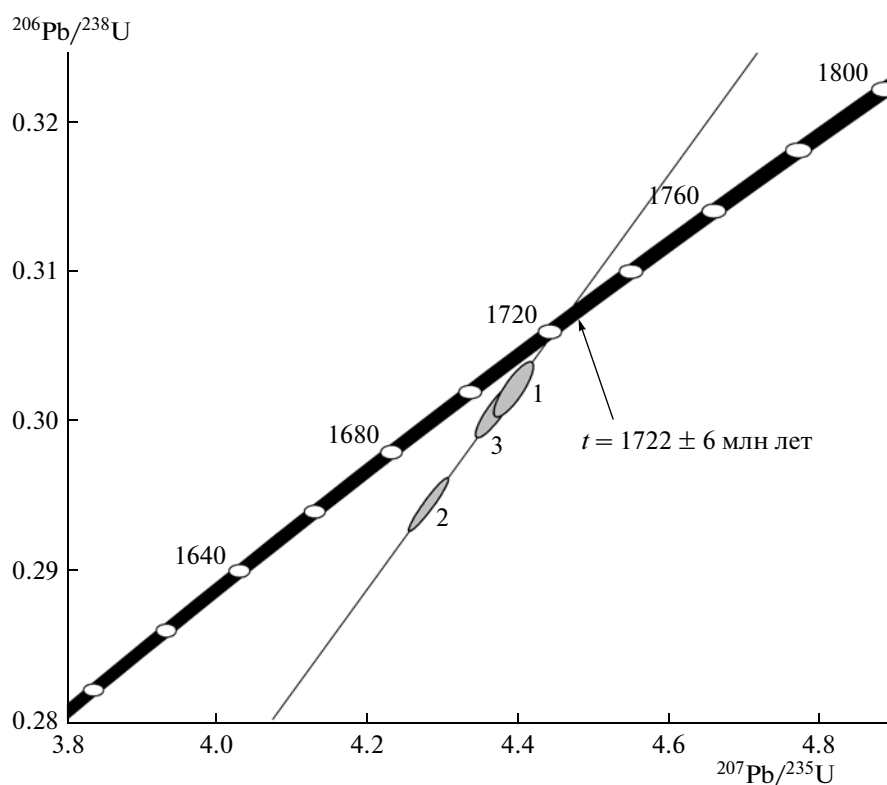


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для циркона из трахириолита элгэтэйской свиты улканской серии (проба Л-651-4). Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

изотопным отношениям (степень дискордантности 1.2–3.2%), а точки его изотопного состава образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 1722 ± 6 млн лет (СКВО = 0.15, нижнее пересечение -35 ± 350 млн лет), который мы принимаем в качестве оценки возраста его кристаллизации и соответственно возраста кристаллизации расплавов, родоначальных для трахириолитов элгэтэйской свиты.

Полученная оценка возраста отвечает верхней части верхнего карелия. Это дает основание рассматривать вулканогенно-осадочные образования улканской серии в качестве стратотипа верхнего карелия Восточной Сибири и Дальнего Востока. Обращает на себя внимание, что образование улканской серии произошло значительно позже (>150 млн лет) завершения палеопротерозойской орогении на Сибирском кратоне (~1.9 млрд лет), что не позволяет рассматривать отложения этой серии в качестве молассы свежикарельского тектономагматического цикла. Типичным представителем моласс данного цикла являются отложения акитканской серии, формирование которых протекало в постколлизивной обстановке и связано с завершающей стадией эволюции палеопротерозойского орогена [2, 3].

Таким образом, в пределах Сибирского кратона в нижней части верхнего карелия происходило образование орогенной молассы, представленной отложениями акитканской серии, а в верхней части верхнего карелия – формирование вулканических пород улканской серии в условиях внутриконтинентального рифтинга, вероятнее всего, обусловленного деятельностью мантийного плюма и охватившего в интервале 1.75–1.70 млрд лет практически всю территорию Сибирского кратона [15]. Общая последовательность магматических событий в верхнем карелии Учуро-Майского района выглядит следующим образом: Геранский массив анортозитов джугджурского комплекса (1736 млн лет) → Южно-Учурский массив гранитов рапакиви (1727 млн лет) → улканская серия (1722 млн лет) → субщелочные граниты I и II фаз Северо-Учурского массива (1721–1716 млн лет) и габброиды гекунданского комплекса (1719 млн лет) → щелочные граниты III фазы Северо-Учурского массива (1705 млн лет). В ходе проявления этих событий произошло образование когенетической анортозит-мангрит-рапакиви-гранит-щелочногранитной магма-

тической ассоциации, близкой по составу и длительности формирования к комплексу Найн на Канадском щите.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 10–05–00704, 12–05–00464), Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ”, “Изотопные системы в геохимии и космохимии: методические и теоретические аспекты, применение для реконструкции условий и хронологии геологических процессов, в том числе в ранней Земле” и Государственного контракта № 14.740.11.0187.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–13.
2. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. // ДАН. 2003. Т. 392. № 4. С. 506–511.
3. Донская Т.В., Бибикина Е.В., Гладкоуб Д.П. и др. // Петрология. 2008. Т. 16. № 5. С. 452–479.
4. Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krymsky R.Sh. // An. Acad. Bras. Cienc. 1997. V. 69. № 3. P. 295–312.
5. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З. // ДАН. 1992. Т. 323. № 3. С. 514–518.
6. Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии. Дис. д-ра геол.-минерал. наук. Хабаровск, 1995. 88 с.
7. Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратиграф рифея // Тр. ГИН АН СССР. 1983. В. 376. 223 с.
8. Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.
9. Krogh T.E. // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
10. Krogh T.E. // Geochim. et cosmochim. acta. 1982. V. 46. P. 637–649.
11. Ludwig K.R. // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept 88-542. 1991. 35 p.
12. Ludwig K.R. ISOPLOT / Ex. Vers. 2.06. // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 1999. № 1a. 49 p.
13. Steiger R.H., Jager E. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
14. Stacey J.S., Kramers I.D. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
15. Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д. и др. // Петрология. 2012. Т. 20. № 3. С. 242–265.