

УДК 551.72+551.21 (470.22)

КУЗНЕЧЕНСКИЙ МАССИВ КАЛИЕВЫХ ПОРФИРОВИДНЫХ ГРАНИТОВ: РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb-ДАТИРОВАНИЯ И ОБОСНОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

© 2004 г. Ш. К. Балтыбаев, Е. Б. Сальникова, член-корреспондент РАН В. А. Глебовицкий, Н. Г. Бережная, С. З. Яковлева, В. П. Ковач

Поступило 21.05.2004 г.

Согласно существующим представлениям [1], интрузии порфировидных микроклиновых гранитов относятся к важнейшим реперным образованиям, завершающим свекофеннский магматический цикл на юго-востоке Балтийского щита. Массивы этих гранитов образуют субширотный пояс, протягивающийся от Юго-Западного Приладожья до Аландского архипелага Финляндии (рис. 1, врезка). Возраст некоторых из них не превышает 1.84–1.83 млрд. лет [2]. Практически все исследователи связывали возникновение этих гранитов с посторогенной стадией эволюции литосферы – с апифтмом и началом платформенного этапа развития свекофеннид. В соответствии с этой моделью интрузии порфировидных гранитов Приладожья и Карельского перешейка объединяли в единый поздне-, посторогенный комплекс [1, 3, 4]. Предполагается, что после их формирования наступила относительно спокойная эпоха, представленная красноцветными платформенными отложениями групп Лайнио, Кумпу в Швеции и Финляндии и вепсия в Прионежье на территории России. Однако объединению всех калиевых порфировидных гранитов в единый посторогенный и поздне-, посткинematический комплекс противоречат структурно-петрологические наблюдения. В частности, петротипическая Кузнеченская интрузия характеризуется интенсивным разгнейсованием пород и сложной внутренней структурой, которая хорошо фиксируется по пликативным деформациям ее многочисленных жильных и дайковых фаций. Высокий уровень метаморфизма (не ниже высокотемпературной амфиболитовой фации) интрузии и вовлечение ее в сложную складчатость позволяют предполагать, что формирование интрузии происходило на орогенной стадии развития свекофеннид. К настоящему времени удалось достаточно точно определить возрастную интервал этой стадии как 1.89–1.87 млрд.

лет [5, 6]. В настоящей работе приведены результаты U–Pb-исследования циркона и монацита из гранитов Кузнеченской интрузии, подтверждающие формирование ее на орогенной стадии.

Порфировидные граниты представлены в массивах: Лесогорском, петротипическом Кузнеченском, Заветнинском, Лазурненском, Бородинском и некоторых других интрузиях. Они слагают также многочисленные малые тела. Эти граниты имеют сложную морфологию, прорывают вмещающие породы лахденпохской метаморфической серии и интрузии плагиогранитов, часто содержат их ксенолиты. Граниты характеризуются выдержанным минеральным составом, в котором породообразующие минералы представлены калишпатом, плагиоклазом, кварцем, биотитом.

Кузнеченский массив площадью более 50 км² расположен к северо-западу от г. Приозерска (рис. 1). Вмещают массив интенсивно мигматизированные биотитовые и биотит-гранатовые, гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы. С севера и юга граниты Кузнеченского массива прорывают более древние тоналиты Приозерского и Ровненского массивов. Повсеместно границы массива осложнены тектонически и нередко маркируются зонами амфиболсодержащих (до амфиболитов) пород. На первично интрузивную природу контактов указывает частое наличие апикальных микроклиновых жил во вмещающих гнейсах и тоналитах. Эти жилы впоследствии были тектонически переориентированы и встречаются обычно в виде линз, залегающих субпараллельно линии контакта. Массив сложен порфировидными биотитовыми крупнозернистыми гранитами, широко распространены гранатсодержащие разновидности. Породы местами имеют постепенные переходы к более лейкократовым среднезернистым и трахитоидным разновидностям. Основными минералами гранитов являются биотит, плагиоклаз, микроклин, кварц, а также присутствует гранат. Как акцессорные минералы известны апатит, циркон, монацит, рудный минерал. Характерной чертой массива являются субвертикальные зоны милонитиза-

*Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской Академии наук, Санкт-Петербург*

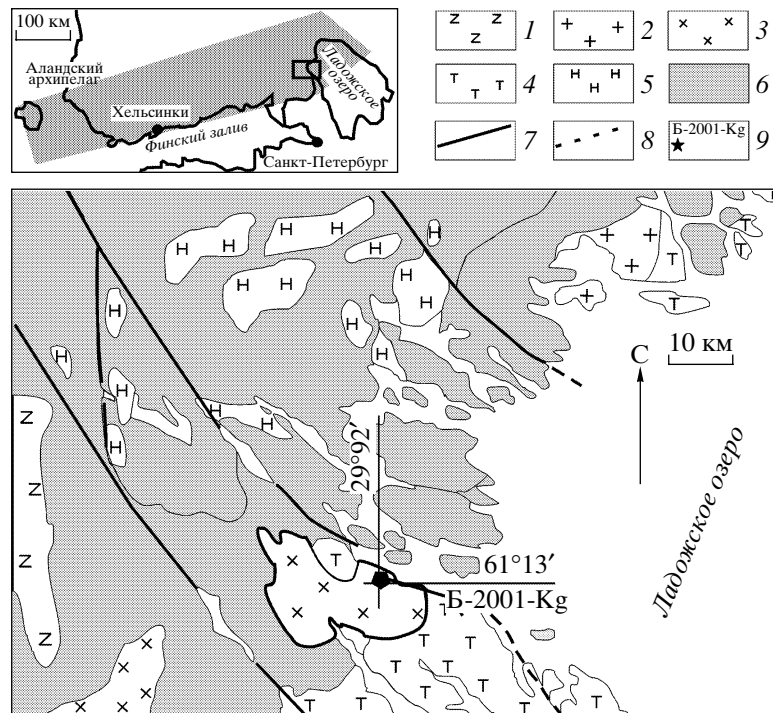


Рис. 1. Схематическая карта площади развития Кузнеценской интрузии.

1–5 – свекофенские плутонические комплексы: посторогенные монцитоны и граниты (1), поздне- (2) и синорогенные (3) граниты, тоналиты и диориты (4), эндербиты (5); 6 – нижнепротерозойские гиперстен-гранатовые и кордиерит-силлиманит-гранатовые гнейсы; 7 – разломы прослеженные, 8 – разломы предполагаемые; 9 – место отбора образца и его номер. На врезке. Положение посторогенных калиевых гранитов Приладожья, Карельского перешейка и юга Финляндии (выделено серым цветом). Прямоугольником показана изученная площадь.

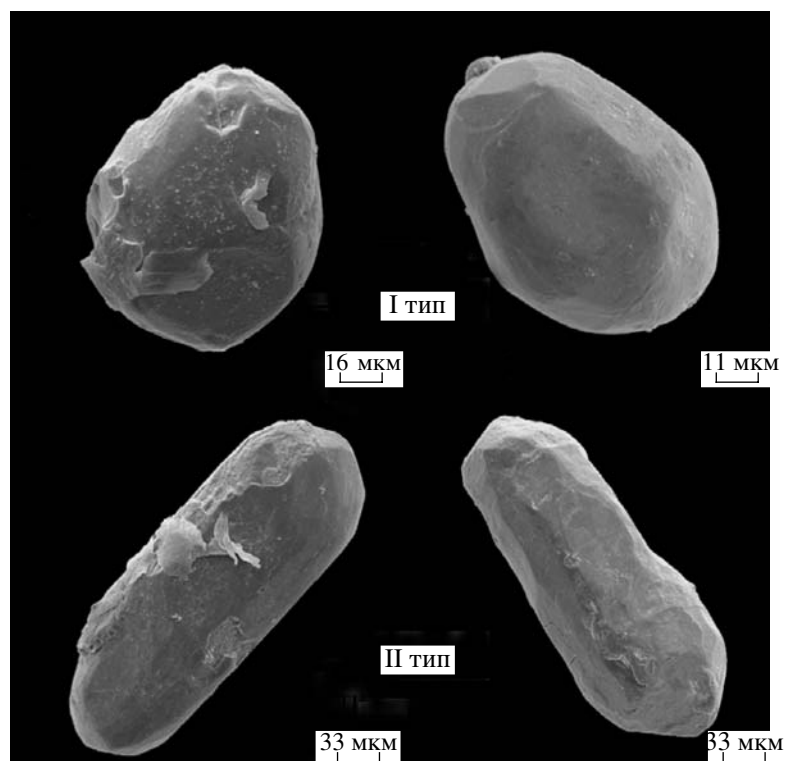


Рис. 2. Микрофотографии циркона I и II типов из пробы Б-2001-Кг. Выполнены на сканирующем электронном микроскопе АВТ55, ускоряющее напряжение 20 кВ.

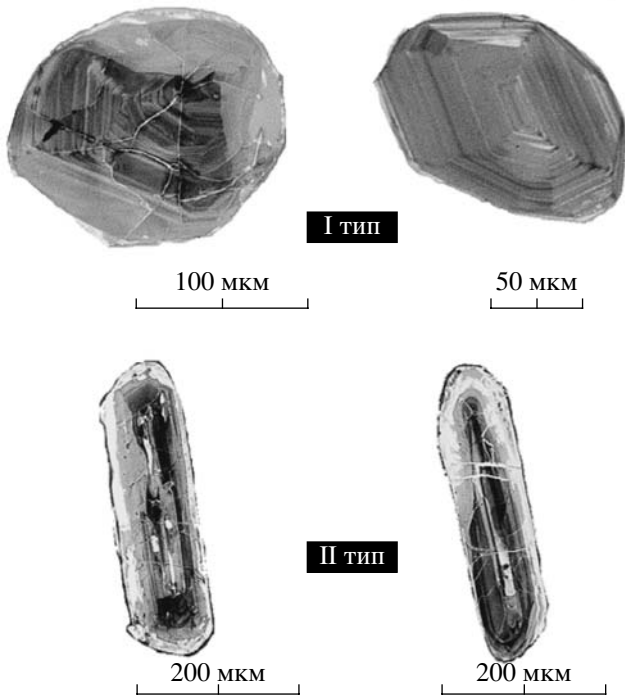


Рис. 3. Катодолуминесцентное изображение циркона I и II типов из пробы Б-2001-Кг. Получено с помощью катодолуминесцентного детектора на сканирующем электронном микроскопе "CamScan", ускоряющее напряжение 15 кВ.

ции, которые прослеживаются на сотни метров. Породы массива прорваны маломощными дайками мелкозернистых гранитов. По химическому составу породы Кузнеченского массива относятся к гранитам нормального ряда с калиево-натриевым типом щелочности [1, 3].

Аксессуарный циркон в пробе Б-2001 представлен двумя морфологическими типами кристаллов. К первому типу отнесены полупрозрачные и прозрачные субидiomорфные кристаллы короткопризматического облика светло-розового цвета (рис. 2). Они характеризуются зональным внутренним строением и присутствием ядер или их реликтов, выявленных во многих кристаллах (рис. 3), а также тонкой оболочки, зональность в которой практически исчезает. Размер зерен циркона изменяется от 50 до 200 мкм; $K_{удл} = 1.5-2.0$. Второй морфологический тип представлен полупрозрачными, часто трещиноватыми субидiomорфными кристаллами длиннопризматического облика светло-розового цвета (рис. 2). Для их внутреннего строения характерно присутствие зональности, которая в краевых частях кристаллов заметно нарушается, по-видимому, за счет развития зон метамиктизации (рис. 3). Размер зерен циркона изменяется от 50 до 400 мкм; $K_{удл} = 2.5-3.5$.

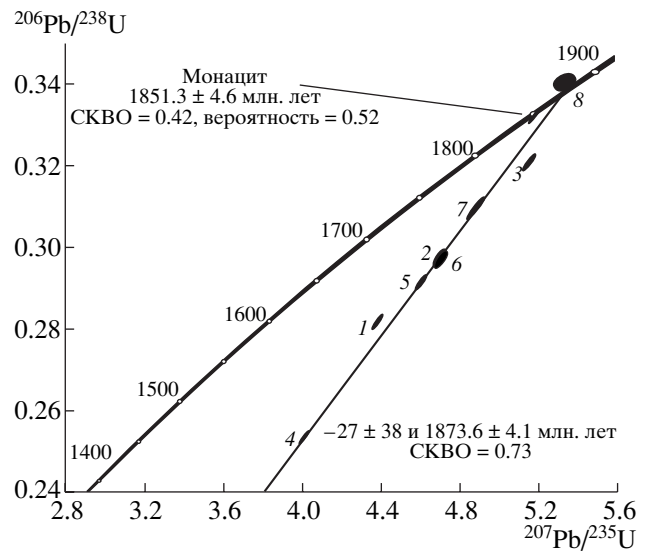


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов и монацита из пробы Б-2001-Кг гранита Кузнеченского массива.

Изотопные U–Pb-исследования выполнены как для стандартных навесок, так и для единичных зерен циркона, подвергнутых различной степени аэробразии. Контроль внутреннего строения циркона осуществлялся с помощью оптического микроскопа и катодолуминесценции (CLC).

U–Pb-исследования проведены для циркона первого (№ 1–3; 7, табл. 1) и второго типов (№ 4–6; 8, табл. 1), а также для монацита (№ 9, табл. 1). Следует отметить, что циркон, в том числе и подвергнутый аэробразивной обработке, в целом характеризуется высокой степенью дискордантности (табл. 1, рис. 4). Для уменьшения дискордантности была проведена предварительная кислотная обработка циркона, остаток после которой крайне мал, измерен с большой погрешностью и характеризуется незначительной обратной дискордантностью (№ 8, табл. 1, рис. 4). Фигуративные точки состава циркона второго типа, а также циркона первого типа из фракции <80 мкм и двух кристаллов, выбранных с помощью CLC-методики (рис. 3), образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1874 ± 4 млн. лет, а нижнее практически отвечает нулю (-27 ± 38 млн. лет); SKBO = 0.73. Первое значение в пределах погрешности совпадает с оценкой возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 1862 ± 15 млн. лет остатка циркона после кислотной обработки. Несколько более древним возрастом ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) характеризуется циркон первого типа, в ходе аэробразивной обработки которого удалено около 30% вещества (№ 3, табл. 1), что, по-видимому, обусловлено присутствием более древней унаследованной компоненты радиогенного свинца.

Таблица 1. Результаты U–Pb-изотопных исследований цирконов и монацита из гранита Кузнеченского массива (проба Б-2001-Кг)

№	Размер фракции, мкм, и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения		
			Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb
1	I, >100, A 10%, 13 з.	–	U/Pb*	3.4	1376	0.1131 ± 1	0.0540 ± 1
2	I, <80, A 20%	0.31	19.2	55.0	444	0.1147 ± 1	0.0913 ± 1
3	I, –100 + 80, A 30%	0.68	20.6	60.9	2507	0.1167 ± 1	0.0818 ± 1
4	II, >100	0.34	55.9	205	2598	0.1149 ± 1	0.1145 ± 1
5	II, >80, A 60%	0.50	14.5	47.1	1994	0.1147 ± 1	0.0772 ± 1
6	II, –100 + 80, A 60%	0.33	21.0	67.1	2478	0.1149 ± 1	0.0835 ± 1
7	I, CLC, 2 з.	–	U/Pb*	2.6	339	0.1146 ± 3	0.1077 ± 1
8	II, –100 + 80, НРФ 2ч.	–	U/Pb*	2.0	221	0.1138 ± 9	0.2555 ± 1
9	Монацит, A 60%	0.40	664	645	39780	0.1133 ± 1	2.4670 ± 1

№	Размер фракции, мкм, и ее характеристика	Навеска, мг	Изотопные отношения		Rho	Возраст, млн. лет		
			²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
1	I, >100, A 10%, 13 з.	–	4.3874 ± 132	0.2814 ± 8	0.93	1710 ± 5	1599 ± 5	1849 ± 2
2	I, <80, A 20%	0.31	4.7019 ± 94	0.2974 ± 6	0.84	1768 ± 4	1679 ± 3	1875 ± 2
3	I, –100 + 80, A 30%	0.68	5.1567 ± 103	0.3205 ± 6	0.93	1846 ± 4	1792 ± 4	1906 ± 1
4	II, >100	0.34	4.0090 ± 80	0.2531 ± 5	0.94	1636 ± 3	1455 ± 3	1878 ± 1
5	II, >80, A 60%	0.50	4.6064 ± 92	0.2912 ± 6	0.88	1750 ± 4	1648 ± 3	1875 ± 2
6	II, –100 + 80, A 60%	0.33	4.7040 ± 94	0.2969 ± 6	0.85	1768 ± 4	1676 ± 3	1879 ± 2
7	I, CLC, 2 з.	–	4.8872 ± 357	0.3093 ± 22	0.94	1800 ± 13	1737 ± 12	1873 ± 4
8	II, –100 + 80, НРФ 2ч.	–	5.3392 ± 448	0.3402 ± 17	0.33	1875 ± 16	1887 ± 9	1862 ± 15
9	Монацит, A 60%	0.40	5.1889 ± 104	0.3322 ± 7	0.97	1851 ± 4	1849 ± 4	1853 ± 1

Примечание. Изотопные отношения скорректированы на бланк и обычный свинец; A 60% – количество вещества, удаленного в процессе аэроабразивной обработки циркона; НРФ 2 ч – остаток циркона после кислотной обработки в течение 2 ч; * – навеска циркона не определялась; ед. зерно, CLC – выбор кристалла осуществлялся с помощью катодоллюминесценции. Выделение акцессорного циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для геохронологических U–Pb-исследований единичные кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1M HNO₃. При этом после каждой ступени зерно циркона (или его фрагмент) промывалось особо чистой водой. Разложение и химическое выделение Pb и U проводилось по модифицированной методике Т. Кроу [12]. Уровень холостого опыта за период исследований не превышал 50 пг Pb. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на масс-спектрометре “Finnigan MAT-261” в статическом режиме или с помощью электронного умножителя (коэффициент дискриминации для Pb – 0.32 ± 0.11 а.е.м.). Обработка данных проводилась по программам “PbDAT” [13] и “ISOPLOT” [14]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [15]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Точка изотопного состава монацита, подвергнутого предварительной аэроабразивной обработке, располагается на конкордии, его возраст составляет 1851 ± 5 млн. лет, СКВО = 0.42, вероятность конкордантности 0.52.

Учитывая морфологические характеристики исследованного циркона и особенности внутреннего строения, указывающие на его магматическое происхождение, значение возраста, полученное по верхнему пересечению дискордии с конкордией 1874 ± 4 млн. лет, мы принимаем за время кристаллизации массива. Конкордантный возраст монацита 1851 ± 5 млн. лет, по-видимому, отражает время закрытия его U–Pb-системы, отвечающей P–T-условиям метаморфизма амфиболи-

товой фации. Эти оценки в целом согласуются с оценками времени метаморфизма и ультраметаморфизма, проявленного в приладожских гнейсах 1880–1850 млн. лет назад [6].

По современным представлениям [7], эволюция архейской континентальной окраины Карельского кратона и Свекофеннского пояса включает три главных этапа: а) развитие раннего толеитового вулканизма на стадии растяжения и разрыва континентальной коры и становление офиолитов 1.97–1.95 млрд. лет назад, б) накопление калевийской терригенной серии в период 1.92–1.89 млрд. лет назад, образование островодужных вулканоплутонических ассоциаций, в) формирование плуто-

нических комплексов известково-щелочного и щелочного ряда в интервале 1.89–1.80 млрд. лет назад.

Примерно к рубежу 1.88–1.87 млрд. лет назад была сформирована мощная свекофеннская континентальная кора, позже произошла ее коллизия с краем Карельского кратона. Изученная Кузнеченская интрузия формируется близко по времени к моменту коллизии (1.89–1.87 млрд. лет) [8].

Возрастной рубеж 1.82–1.80 млрд. лет характеризуется новой термальной активностью, выявленной недавно в свекофеннидах Южной Финляндии [9]. Она выразилась в высокотемпературном метаморфизме (до гранулитовой фации) и мигматизации метапелитов, а также развитию интрузивных пород, в том числе и высококалиевых. Возможно, что эта поздняя термальная активность также вызвала генерацию новых порций высококалиевых магм в региональном масштабе. Об этом говорит, например, пространственная связь высококалиевых гранитоидов Финляндии с указанной выше зоной поздней термальной активности. Часть массивов микроклиновых порфировидных гранитов Приладожья без признаков пликативных деформаций (например, Бородинский массив), вероятно, может быть рассмотрена как продукт кристаллизации этих более поздних расплавов. Помимо этого с этапом 1.80 млрд. лет связано формирование в Приладожье посторогенных интрузий. К ним можно отнести массивы субщелочных и щелочных гранитоидов: Оя-ярви, Вуоксинский, Элисенварский. Интервал их становления определен как 1.80–1.76 млрд. лет [10]. Позднее магматизм в Приладожье возобновился в конце раннего протерозоя – начале рифея, когда образовались крупные плутоны рапакиви с возрастом 1646–1630 млн. лет [11] и моложе.

Таким образом, свекофеннское время коллизии континент–дуга сопровождается по меньшей мере двумя этапами формирования высокоглиноземистых порфировидных калиевых гранитов, которые разделены несколькими десятками миллионов лет. Геологическая позиция Кузнеченской интрузии и полученный для нее возраст говорят о необходимости выделения двух возрастных групп высокоглиноземистых порфировидных калиевых гранитоидов с разделением их на синскладчатый (1.87 млрд. лет) и постскладчатый (1.80 млрд. лет) комплексы. Относятся ли они к двум генетичес-

ким типам, связанным с разными источниками магмогенерации, – это вопрос дальнейших исследований. Не исключено, что разные типы калиевых гранитов и зональность в распределении интрузий связаны с литологической и/или тектонической неоднородностью структур аккреционной призмы свекофеннского орогена.

Авторы признательны М.Д. Толкачеву и Ю.В. Плоткиной (ИГГД РАН) за помощь в электронно-микроскопическом изучении цирконов. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 02–05–65343, 04–05–64856), фонда “Ведущие научные школы” НШ-615.2003.05 и Фонда поддержки отечественной науки (Е.Б. Сальникова).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Саранчина Г.М.* Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). Л., 1972. 128 с.
2. *Ehlers C., Lindroos A., Selonen O.* // *Precamb. Res.* 1993. V. 64. P. 295–309.
3. *Шинкарев Н.Ф., Григорьева Л.В., Попова В.А.* // *Зап. ВМО.* 1994. Ч. 123. № 3. С. 49–59.
4. *Великославинский Д.А.* // *Зап. ВМО.* 1999. Ч. 128. № 3. С. 14–30.
5. *Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А. и др.* // *ДАН.* 2001. Т. 377. № 5. С. 667–671.
6. *Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г. и др.* // *Петрология.* 2004. Т. 12. № 4. С. 373–392.
7. *Nironen M., Elliott B.A., Ramo O.T.* // *Lithos.* 2000. V. 53. P. 37–58.
8. *Korsman K., Korja T., Pajunen M., Virransalo P. et al.* // *Intern. Geol. Rev.* 2001. V. 41. P. 287–333.
9. *Vaisanen M., Manttari I., Holttä P.* // *Precamb. Res.* 2002. V. 116. P. 111–127.
10. *Иваников В.В., Конопелько Д.Л., Пушкарев Ю.Д. и др.* // *Вестн. СПбГУ. Сер. 7.* 1998. В. 4. № 28. С. 76–80.
11. *Vaasjoki M., Ramo O.* // *Geol. Surv. Finland. Spec. Pap.* 1989. № 8. 132 p.
12. *Krogh T.E.* // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1982. V. 46. P. 637–649.
13. *Ludwig K.R.* // *US Geol. Surv. Open-File Rept.* 88–542. 1991. 35 p.
14. *Ludwig K.R.* // *Berkley Geochronol. Center Spec. Publ.* 1999. № 1a. 49 p.
15. *Stacey J.S., Kramers I.D.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.