

УДК 551.72+551.21 (470.22)

U–Pb-ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНА ИНТРУЗИИ ПЛАГИОГРАНИТОВ В СВЕКОФЕННИДАХ ЮГО-ВОСТОКА БАЛТИЙСКОГО ШИТА: ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕГО И НИЖНЕГО ПЕРЕСЕЧЕНИЯ ДИСКОРДИИ С КОНКОРДИЕЙ

© 2005 г. Ш. К. Балтыбаев, О. А. Левченко, член-корреспондент РАН В. А. Глебовицкий,
Л. К. Левский, Д. И. Матуков, Н. Г. Бережная

Поступило 21.02.2005 г.

Свекофеннские процессы на Балтийском щите проявились наиболее интенсивно 2.0–1.7 млрд. лет назад [1]. Начало указанного временного интервала характеризуется заложением океанических и морских бассейнов, где аккумуляровались большие массы вулканогенно-осадочного материала. Стадия седиментогенеза через короткое время сменилась стадией плутонической и метаморфической активности. Метаморфизм отличался условиями повышенного теплового потока, при котором сформировались низко- и среднебарические минеральные парагенезисы, достигавшие уровня гранулитовой фации [2]. Примером проявления такого типа метаморфизма служит метаморфический комплекс Приладожья, относящийся к андалузит-силлиманитовой фациальной серии [3]. Аналогичные свекофеннские комплексы типичны для сопредельных с Приладожьем территорий Финляндии и прослеживаются в Швеции. Далее к западу Швеции свекофенниды перекрываются каледонским аллохтоном и выявлены только в тектонических окнах, распространенных на территории Норвегии.

Высокая интенсивность свекофеннских эндогенных процессов ответственна за образование популяции цирконов свекофеннского возраста, а также за перекристаллизацию более раннего (архейского) циркона. Преобладающее большинство свекофеннских цирконов с верхним пересечением дискордии с конкордией ~1.9–1.7 млрд. лет имеют нижнее пересечение, стремящееся к началу координат на диаграммах $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ – $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$. Для таких случаев верхнее пересечение интерпретируется как отвечающее геологическому событию – образованию магматического или мета-

морфического циркона, а нижнее пересечение – как результат потерь в гипергенных условиях [4 и др.]. Если нижнее пересечение дискордии с конкордией для свекофеннских цирконов значимо отличается от нуля, то пересечение обычно рассматривается как лишенное геологического смысла [4]. Настоящая работа посвящена обсуждению двух случаев нижнего пересечения дискордии с конкордией для свекофеннских цирконов, которые представляются нам различными и требующими в каждом конкретном случае отдельного анализа.

Нижнее пересечение дискордии с конкордией для цирконов из пород каледонского аллохтона или в непосредственной близости от него. В пределах каледонид Норвегии известны многочисленные определения цирконового возраста пород, для которых нарушение U–Pb-системы связывается с термальным импульсом на рубеже ~400–420 млн. лет назад [5]. Указанному возрастному уровню на западе Балтийского щита соответствует образование ряда покровно-надвиговых структур, формирование которых сопровождалось интенсивным метаморфизмом и ультраметаморфизмом ранее существовавших пород. Примерами таких преобразований могут служить высокобарические ассоциации (эклогиты) и мигматиты Норвегии, распространенные в шовных зонах тектонического происхождения. Если в эти процессы каледонского этапа были вовлечены породы свекофеннского возрастного уровня, то верхнее и нижнее пересечения дискордии с конкордией становятся геологически значимыми и сопоставимыми с конкретными петрогенетическими процессами – свекофеннским орогенезом и каледонской коллизией. Подобная интерпретация поведения U–Pb-системы в цирконах приводилась не только для пород каледонского блока [5], но и для пород свекофеннского блока, непосредственно примыкающих к “фронтальной” зоне каледонид на территории Швеции [6].

*Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской Академии наук, Санкт-Петербург
Всероссийский геологический научно-исследовательский институт им. А.П.Карпинского,
Санкт-Петербург*

Нижнее пересечение дискордии с конкордией для цирконов из пород, удаленных от каледонского аллохтона и не затронутых каледонской активизацией. Для обширных площадей с выходами пород свекофеннского возраста на территории Финляндии и России не выявлено ни геолого-петрологических, ни структурных признаков каледонского этапа преобразования. Наиболее поздние геологические события, например в Приладожье, соответствуют формированию постметаморфических гранитов рапакиви (~1.65 млрд. лет [7] и моложе) и субиотнийского комплекса даек основного состава и диабазов о. Валаам (~1.3 млрд. лет). Следует иметь в виду, что породы рассматриваемой территории к моменту формирования гранитов рапакиви находились, скорее всего, в близповерхностных условиях, о чем свидетельствуют вулканические породы, связанные с гранитами рапакиви. В частности, известно, что вулканы так называемой хогландской серии (~1.6 млрд. лет) залегают на свекофеннских гранитах с возрастом около 1.88 млрд. лет [8].

Изученная нами Приозерская интрузия, расположенная в пределах свекофеннид территории Приладожья, относится к наиболее южной на Балтийском щите вскрытой эрозией интрузии плагиогранитной серии (TTG-серия). Слагающие интрузию породы не затронуты каледонской активизацией. Интрузия прорывает сланцы и гнейсы раннепротерозойского возраста и вместе с вмещающими породами испытала метаморфизм свекофеннского времени. По петрохимическим характеристикам породы интрузии относятся к продуктам кристаллизации высококальциевой магмы известково-щелочного ряда; данные по геохимии указывают на их принадлежность к гранитоидам I-типа. Состав пород интрузии меняется от тоналитов до гранодиоритов. Главные минералы представлены биотитом, роговой обманкой, плагиоклазом, кварцем. Встречаются как акцессорные минералы апатит, сфен, ильменит, монацит и циркон. Методом TIMS выявлены минералы двух возрастных групп: ~1.88 (циркон) и ~1.80 млрд. лет (apatит, монацит) (настоящая работа).

Локальному U-Pb-датированию на ионном микрозонде SHRIMP-II подвергались разные по морфологии и степени преобразования зерна. Циркон изученной пробы (Б-2000-PI) представлен мутными призматическими субидiomорфными кристаллами серого цвета, размеры которых варьируют от 160 до 240 мкм при коэффициенте удлинения 1.8–5.0. В катодолуминесцентных лучах цирконы имеют темно-серый цвет, оболочки часто черного цвета, слабо проявлено тонкоzonальное внутреннее строение. Почти на всех кристаллах наблюдаются тонкие (10–20 мкм) метамиктные оболочки (рис. 1). Иногда встречается обрастание оболочками небольших угловатых

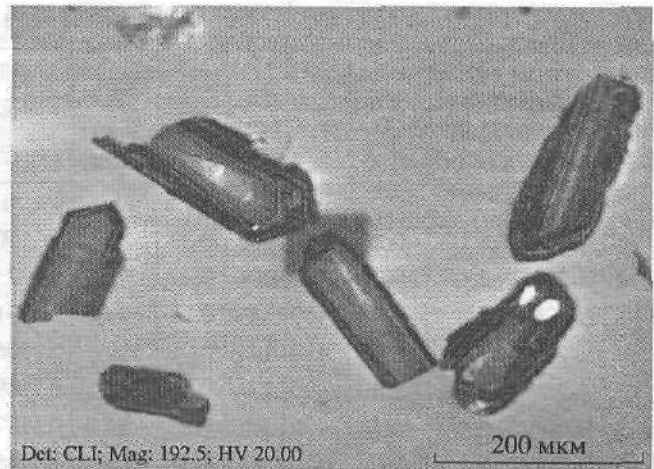


Рис. 1. Особенности внутреннего строения цирконов с оболочками по данным катодолуминесценции. Светло-серые части зерен характеризуются низким содержанием урана, темная оболочка обычно характеризуется высоким содержанием урана (до 4000 ppm).

фрагментов кристаллов циркона. Содержание урана, а также Th/U-отношения в центральной части и в оболочке циркона меняются в достаточном широких пределах (табл. 1).

По фигуративным точкам цирконов, лежащим на конкордии (3 эллипса), определено значение возраста как 1884 ± 11 млн. лет (рис. 2а). Это значение в пределах погрешности совпадает с ранее полученным нами значением возраста для Приозерской интрузии по валовому U-Pb-анализу циркона – 1876 ± 6 млн. лет. Весьма интересно распределение фигуративных точек цирконов с зонами обрастания: наблюдается приуроченность их к единой дискордии, нижнее пересечение которой соответствует возрасту ~400 млн. лет (рис. 2б). Было установлено, что эти “нижние” эллипсы соответствуют высокоурановым (до 4000 ppm) оболочкам в цирконе. В то же время другие оболочки в цирконе, которые не отличаются по геохимии и отношению изотопов от центральных зон цирконов, отвечают фигуративным точкам, определяющим конкордантный возраст 1884 ± 11 млн. лет (табл. 1).

Полученные данные показывают, что наиболее чувствительными к флюидному и/или термальному воздействию на рубеже 350–400 млн. лет назад были только высокоурановые метамиктные оболочки, которые образовались, скорее всего, на поздних магматических стадиях кристаллизации массива. Последнее подтверждается датированием оболочек со сравнительно низким (300–600 ppm) содержанием урана. Нет никаких признаков, указывающих, что цирконы отреагировали на термальное событие ~1.80 млрд. лет назад, которое в изученных плагиогранитах фиксируется по мона-

Таблица 1. Результаты U–Pb-изотопных исследований циркона Приозерской интрузии плагиигранитов

№ п.п.	Номера точек зондирования	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$ (±%)	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$ (±%)	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$ (±%)	Корреляция ошибок	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраст, млн. лет	Дискордантность, %
Зональная часть циркона												
1	Б-2001Pl.1.1	0.10	329	105	0.33	86.4	0.11501 (0.64)	0.3058 (2.7)	4.85 (2.8)	0.973	1880 ± 12	9
2	Б-2001Pl.2.1	0.30	299	106	0.37	72.8	0.11258 (0.76)	0.2821 (2.5)	4.38 (2.6)	0.957	1842 ± 14	13
3	Б-2001Pl.3.1	0.04	487	146	0.31	142	0.11519 (0.48)	0.3400 (2.5)	5.40 (2.5)	0.982	1882.9 ± 8.7	0
4	Б-2001Pl.4.1	0.06	418	147	0.36	121	0.11567 (0.53)	0.3377 (2.5)	5.39 (2.6)	0.979	1890.4 ± 9.5	1
5	Б-2001Pl.4.2	0.00	490	174	0.37	144	0.11498 (0.47)	0.3419 (2.5)	5.42 (2.5)	0.983	1879.5 ± 8.5	-1
6	Б-2001Pl.5.1	0.44	403	109	0.28	86.8	0.1117 (0.90)	0.2497 (2.5)	3.85 (2.7)	0.941	1827 ± 16	21
7	Б-2001Pl.6.1	0.08	412	132	0.33	103	0.11457 (0.59)	0.2907 (2.6)	4.59 (2.7)	0.976	1873 ± 11	12
8	Б-2001Pl.7.1	0.71	416	169	0.42	77.7	0.1075 (0.97)	0.2161 (2.6)	3.203 (2.8)	0.938	1757 ± 18	28
Оболочка циркона												
9	Б-2001PL.1.1a	0.43	424	172	0.42	92.5	0.1108 (1.3)	0.2532 (2.2)	3.869 (2.5)	0.859	1813 ± 23	20
10	Б-2001PL.1.2	10.49	4425	981	0.23	220	0.0259 (22)	0.0519 (2.0)	0.185 (22)	0.092	-1633 ± 760	120
11	Б-2001PL.2.1a	1.07	364	97	0.27	62.3	0.1093 (2.0)	0.1971 (2.3)	2.969 (3.0)	0.747	1788 ± 37	35
12	Б-2001PL.3.1a	1.53	597	290	0.50	61.7	0.1018 (2.0)	0.1186 (2.0)	1.665 (2.8)	0.709	1657 ± 37	56
13	Б-2001PL.4.1a	0.30	389	154	0.41	97.5	0.1127 (0.97)	0.2911 (2.0)	4.53 (2.2)	0.898	1844 ± 18	11
14	Б-2001PL.9.1	0.54	402	127	0.33	99.6	0.1114 (1.1)	0.2869 (2.0)	4.41 (2.3)	0.883	1822 ± 19	11
15	Б-2001PL.8.1	0.06	574	258	0.46	152	0.11244 (0.77)	0.3089 (2.0)	4.79 (2.1)	0.931	1839 ± 14	6
16	Б-2001PL.8.2	1.07	258	129	0.52	39.1	0.0952 (1.9)	0.1744 (2.0)	2.289 (2.8)	0.723	1532 ± 37	32

Примечание. Датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Использованы цирконовые стандарты TEMORA и 91500. Для выбора точек датирования использовались оптические и катодоллюминесцентные изображения. Измерения U–Pb-отношений проводились по [9]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) составлял 18 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [10]. U–Pb-отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн. лет [11]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне 2σ. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [12].

циту и апатиту. Вероятно, в рассматриваемом случае мы столкнулись с фактом важной роли состояния кристаллической решетки циркона для сохранности U–Pb-системы. Можно полагать, что на рубеже 1.80 млрд. лет высокоурановые оболочки еще не были метамиктными и не отреагировали на термальный импульс, который зафиксирован U–Pb-системой монацита и апатита. Лишь много позднее, по мере роста несовершенства структуры (метамиктизации вследствие повышенной радиоактивности) циркона, слабо проявленные в регионе геологические события вызвали существенное изменение в U–Pb-системе метамиктных оболочек. В изученных цирконах встречаются мелкие зоны флюидных включений преимущественно водного состава, образующиеся вдоль залеченных трещин. Формы этих включений, пересечение ими границ зерен говорит о том, что они являются постмагматическими и, возможно, появление этих включений связано с поздним термальным событи-

ем и нарушением изотопной системы в метамиктных оболочках цирконов.

На основании полученных результатов можно сделать следующие выводы:

1. Цирконы из Приозерской интрузии с осцилляционной зональностью (магматического происхождения) имеют конкордантное или близконкордантное значение возраста как для центральных частей, так и для оболочек. Эти значения можно рассматривать как отвечающие времени кристаллизации породы из расплава. Практическое совпадение возраста центральных частей и светлых оболочек цирконов говорит о кристаллизационном росте и последующем дорастании зерен циркона в процессе непрерывных магматических и постмагматических изменений в геологически короткое время.

2. Высокоурановые оболочки цирконов с течением времени становились все более метамиктными, и степень несовершенства кристалличес-

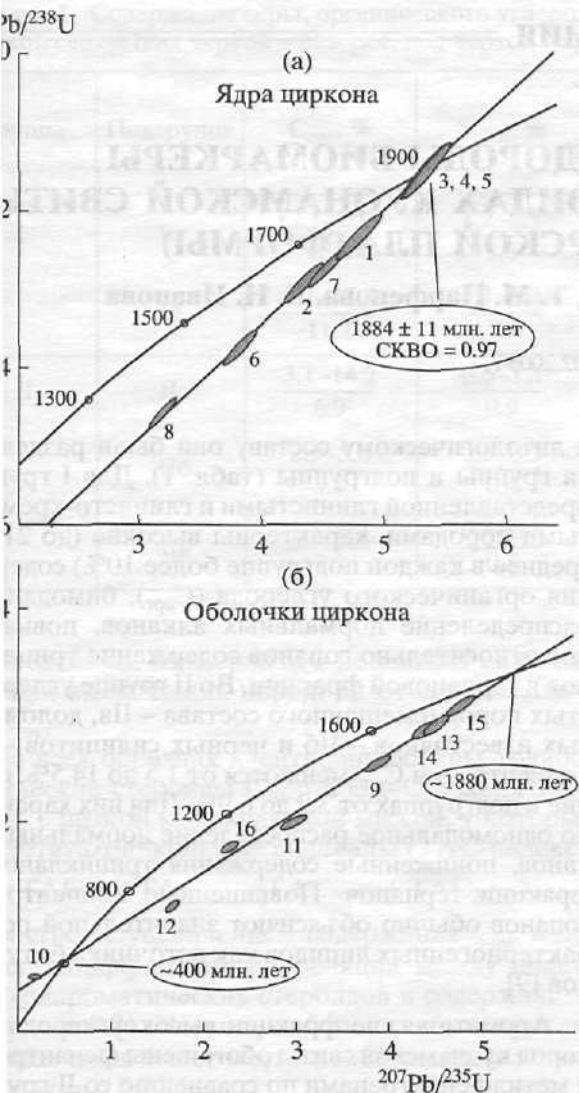


рис. 2. Верхнее (а) и нижнее (б) пересечение дискордии с конкордией для изученных плагиогранитов. омера точек соответствуют порядковым номерам в бл. 1.

решетки около 350–400 млн. лет назад до такой степени, что отреагировала на флюидное и/или термальное воздействие, которое не вызвало иных геологических преобразований на уровне породы и минералов.

Таким образом, дискордии для U–Pb-систем она характеризуется нижними пересечения-

ми, которые могут отвечать геологическим процессам, отчетливо выраженным на минерально-петрологическом уровне [5, 6], или же могут не отражать петрогенетически значимое геологическое событие (настоящая работа). Второй случай характерен для сильно метамиктных зерен (оболочек) циркона. Прогрессирующее со временем структурное несовершенство высокоурановых зерен (частей) циркона при метамиктизации является наиболее чувствительным детектором флюидно-термального воздействия на породу, которое приводит к появлению нижнего, отличного от нуля, пересечения дискордии с конкордией. Вместе с тем цирконы с ненарушенной кристаллической структурой могут не нести следов изменения U–Pb-системы, даже если оно фиксируется в таких минералах, как монацит и апатит.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 03–05–64779, 02–05–65343, 04–05–64856), фонда “Ведущие научные школы” НШ-615.2003.05; № 7 ОНЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Gaal G., Gorbatshev R. // *Precamb. Res.* 1987. V. 35. № 1. P. 15–25.
2. Korsman K., Hölttä P., Hautala T., Wasenius P. // *Geol. Surv. Finland Bull.* 1984. № 328. 40 p.
3. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье) / Под ред. Н.Г. Судовикова. Л.: Наука, 1970. 228 с.
4. Korsman K., Niemela R., Wasenius P. // *Geol. Surv. Finland Bull.* 1988. № 343. P. 89–96.
5. Skär O. // *Precamb. Res.* 2002. V. 116. P. 265–283.
6. Högdahl K., Gromet L.P., Broman C. // *Amer. Miner.* 2001. V. 86. P. 534–546.
7. Vaasjoki M., Ramo O. // *Geol. Surv. Finland Spec. Paper.* 1989. № 8. 132 p.
8. Шульдинер В.И., Богданов Ю.Б., Левченко О.А. и др. В кн.: Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии 25–27 ноября 2003, Санкт-Петербург. СПб., 2004. С. 557–559.
9. Williams I.S. // *Revs. Econ. Geol.* 1998. № 7. P. 1–35.
10. Ludwig K.R. // *Berkeley Geochem. Center Spec. Publ.* 2000. № 2. 17 p.
11. Black L.P., Kamo S.L. // *Chem. Geol.* 2003. № 200. P. 155–170.
12. Ludwig K.R. // *Berkeley Geochem. Center Spec. Publ.* 1999. № 1a. 49 p.