## ГЕОХРОНОЛОГИЯ

## РЕЗУЛЬТАТЫ U-РЬ-ДАТИРОВАНИЯ (SHRIMP-II) РЕФТИНСКОГО ГАББРО-ТОНАЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНАЯ ЗОНА СРЕДНЕГО УРАЛА)

В. Н. Смирнов, К. С. Иванов, Е. В. Лобова

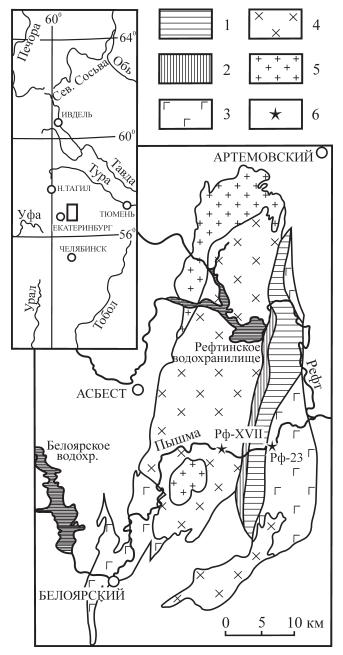


Рис. 1. Схема геологического строения Рефтинского габбро-гранитоидного массива.

1 — габброиды офиолитовой ассоциации, 2 — комплекс параллельных долеритовых даек, 3 — роговообманковые габбро и диориты рефтинского комплекса, 4 — плагиоклазовые гранитоиды рефтинского комплекса, 5 — габброгранитоидные массивы средне-позднедевонского возраста, 6 — точки отбора проб для изотопного датирования.

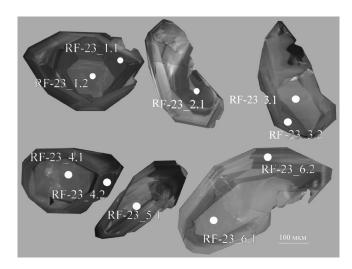
Рефтинский габбро-тоналитовый комплекс слагает преобладающую часть одноименного интрузивного массива, который представляет собой один из наиболее крупных ареалов габбро-гранитоидного магматизма на Урале. Попытки определить время формирования рефтинского комплекса изотопными методами предпринимались в последние годы неоднократно. В.С. Поповым с соавторами [3] было проведено Rb-Sr-датирование этих образований по трем образцам плагиоклазовых гранитоидов. Полученную цифру,  $393 \pm 57$  млн. лет, соответствующую границе раннего и среднего девона, они рассматривают с учетом возможного влияния метаморфизма как минимальную оценку истинного возраста. Средние значения возраста, полученные А.А. Краснобаевым и Г.Б. Ферштатером с соавторами при датировании цирконов из пород рефтинского комплекса методами Кобера и лазерной абляции, составили 435-430 млн. лет для габбро и 422 млн. лет для плагиогранитоидов при разбросе отдельных датировок в широком интервале от 450 до 400 млн. лет [1, 5]. При этом единичные датировки цирконов U-Рь-методом с использованием микрозонда NORDSIM, опубликованные этими же авторами, указывают на близкий возраст габбро и гранитоидов 422-423 млн. лет [2, 6]. Из приведенного краткого обзора видно, что полученные к настоящему времени датировки пород этого комплекса имеют значительный разброс, данные разных изотопных методов заметно отличаются. В связи с этим, возраст рефтинского комплекса не может считаться достоверно установленным. Это побудило авторов провести дополнительные работы по определению возраста рассматриваемых образований датированием единичных кристаллов циркона на микрозонде SHRIMP-II.

Рефтинский габбро-гранитоидный массив расположен в пределах Восточной зоны Среднего Урала, которая представляет собой полосу вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, а также комагматичных им интрузивных тел, протягивающуюся параллельно главной вулканогенной зоне Среднего Урала – Тагильской на расстоянии 80–100 км к востоку от нее вдоль восточной границы открытой части Урала. Преобладающая часть массива сложена породами рефтинского габбро-тоналитового комплекса (рис. 1). В его западной части резко преобладают породы умеренно-кислого состава (кварцевые диориты и тоналиты), которые прорываются

более мелкими интрузивными телами, сложенными габброидами, гранодиоритами и гранитами среднепозднедевонского некрасовского комплекса. Преобладающим типом пород в восточной части массива 
являются габбро и диориты рефтинского комплекса, 
густо насыщенные многочисленными мелкими телами, жилами и инъекциями плагиоклазовых гранитоидов повышенной основности. Наряду с роговообманковыми габброидами рефтинского комплекса в этой части массива присутствуют офиолитовые 
габбро, образующие крупное тело протяженностью 
около 40 км, и узкий вытянутый в субмередиональном направлении блок длиной не менее 20 км при 
ширине до 2 км, сложенный комплексом параллельных долеритовых даек офиолитовой ассоциации.

Ниже изложены результаты датирования цирконов из главных петрографических разновидностей рефтинского комплекса: роговообманкового габбро – проба Рф-23 и тоналита – проба Рф-XVII. Проба Рф-23 была отобрана из коренных выходов габбро на левом берегу р. Пышмы у с. Светлого в 50 м выше устья ручья Ряпосиха (правый приток р. Пышмы), проба тоналита (Рф-XVII) – в верхней части скальных выходов на левом берегу р. Пышмы вблизи въезда в санаторий "Белый Камень" (см. рис. 1). Выделение циркона проводилось с использованием обычного набора методов, включающего дробление пробы, промывку издробленного материала в воде до серого шлиха, магнитную сепарацию, разделение в тяжелых жидкостях и ручной отбор зерен циркона под бинокуляром. Анализ цирконов выполнялся на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ) по стандартной методике [7].

Зерна циркона, выделенные из роговообманкового габбро (проба Рф-23), представляют собой идиоморфные кристаллы дипирамидального и, сравнительно редко, короткопризматического об-



**Рис. 2.** Катодолюминесцентное изображение зерен циркона из роговообманкового габбро рефтинского комплекса, проба Рф-23.

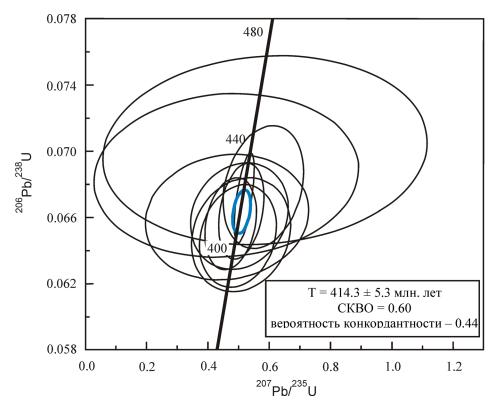
Белыми кружками показано положение точек замеров, цифры у кружков соответствуют номерам анализов в табл. 1.

лика (рис. 2). Размер зерен — от 200 до 500 мкм по длинной оси и 150–200 мкм в поперечнике. Внутреннее строение кристаллов характеризуется наличием хорошо выраженной зональности, секториальности и присутствием мелких включений различной формы. Часто наблюдается тонкая ритмичная зональность, а также чередование зон с тонкой ритмичной зональностью и зон, где такая зональность отсутствует, что свидетельствует об изменении условий кристаллизации изученных цирконовых зерен. Результаты анализа цирконов из габбро рефтинского комплекса приведены в табл. 1. На диаграмме <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U–<sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U (рис. 3) некоторые из полученных значений попадают на конкордию, но преобладющая часть располагаются на разном уда-

**Таблица 1.** Результаты изучения U-Pb изотопной системы цирконов из роговообманкового габбро рефтинского комплекса, проба Рф-23

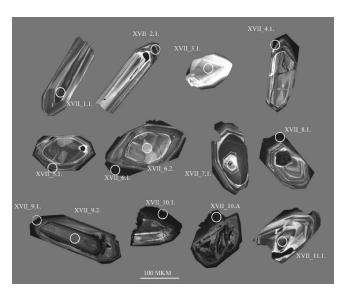
Номера точек измерений	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub> ,%	Содержание, ррт				<sup>206</sup> Pb		Изо				
		U	Th	<sup>206</sup> Pb*	<sup>232</sup> <u>Th</u> <sup>238</sup> U	<sup>238</sup> U возраст, млн. лет	D,%	<sup>207</sup> Pb* <sup>235</sup> U	±%	<sup>206</sup> Pb* <sup>238</sup> U	±%	Rho
RF-23_1.1	0.01	416	95	24	0.24	419.1±6.7	7	0.518	2.6	0.0672	1.7	0.644
RF-23_1.2	1.82	160	26	9.26	0.17	412.5±7.9	2	0.503	13	0.0661	2.0	0.153
RF-23_2.1	0.95	237	93	13.6	0.41	414.3±7.1	6	0.509	5.9	0.0664	1.8	0.302
RF-23_3.1	4.12	41	6	2.61	0.14	437.0±14	44	0.590	37	0.0701	3.3	0.090
RF-23_3.2	2.02	105	15	5.98	0.15	405.7±8.5	18	0.508	13	0.0650	2.2	0.166
RF-23_4.1	1.06	103	16	6.07	0.16	423.2±9.2	60	0.581	9.2	0.0678	2.2	0.243
RF-23 4.2	1.53	345	68	19.7	0.20	409.8±6.9	-26	0.474	7.2	0.0656	1.7	0.240
RF-23 5.1	3.02	82	17	4.82	0.21	412.2±9.3	-44	0.460	24	0.0660	2.3	0.099
RF-23_6.1	3.72	57	10	3.46	0.17	427.0±12	-69	0.460	38	0.0686	2.9	0.077
RF-23 6.2	1.28	147	26	8.29	0.18	405.2±7.6	8	0.498	10	0.0649	1.9	0.189

Примечание. Погрешности равны  $\pm 1\sigma$ .  $Pb_e$  и  $Pb^*$  – общий и радиогенный свинец соответственно. Погрешности калибровки относительно стандарта Темора 1-0.28%. (1) – коррекция по  $^{204}Pb$ .  $D=100\times\{1-[возраст(^{206}Pb^*/^{238}U)/\ возраст(^{207}Pb^*/^{206}Pb)]\}$  – дискордантность. Rho – коэффициент корреляции отношений  $^{207}Pb^*/^{238}U$  и  $^{206}Pb^*/^{238}U$ .



**Рис. 3.** Диаграмма  $^{206}$ Pb/ $^{238}$ U $-^{207}$ Pb/ $^{235}$ U с конкордией для цирконов из роговообманкового габбро рефтинского комплекса, проба Рф-23.

лении от нее, что определяет низкую вероятность конкордантности -0.44. Очень показательными являются также значительная величина и широкий (от -69 до +60) разброс значений дискордант-



**Рис. 4.** Катодолюминесцентное изображение зерен циркона из тоналита рефтинского комплекса, проба Рф-XVII.

Белыми кружками показано положение точек замеров, цифры у кружков соответствуют номерам анализов в табл. 2.

ности (D), которая отражает соотношение возрастов, определяемых на основе отношений <sup>206</sup>Pb\*/<sup>238</sup>U и  $^{207}$ Pb $^{\$}/^{206}$ Pb (см. табл. 1). Вычисленный на основе полученных данных конкордантный возраст 414.3 ± 5.3 млн. лет существенно омоложен по сравнению с приведенными выше датировками А.А. Краснобаева и Г.Б. Ферштатера. Все это позволяет заключить, что U-Pb-изотопная система первичных магматических цирконов изученной породы в значительной степени подверглась перестройке в результате наложенных процессов. Таким образом, полученная датировка не вносит сколько-нибудь существенного вклада в решение вопроса о возрасте рефтинского комплекса. Она лишь подтверждает известный факт, что формирование этого комплекса было связано с силурийским этапом магматической активности.

Более интересный результат получен при изучении цирконов из тоналита рефтинского комплекса (проба Рф-XVII). Цирконы этой пробы представлены преимущественно идиоморфными, хорошо ограненными кристаллами размером 200–250 мкм и более по длинной оси и до 100 мкм в поперечнике (рис. 4). В виде исключения встречаются субидиоморфные и даже ксеноморфные зерна. Облик зерен меняется от коротко- до длиннопризматического, реже встречаются кристаллы дипирамидального габитуса. Преобладающая часть зерен имеет хорошо выраженную тонкую ритмичную зо-

Номера	С	одержан	ние, ррг	n	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>8</sup> U Изотопные отношения (1)						
точек измерений	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub> ,%	U	Th	<sup>206</sup> Pb*	возраст, млн. лет	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb*	±%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	±%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	±%	Rho
XVII_1.1	_	342	134	19.9	$423 \pm 11$	14.8	2.8	0.0559	2.5	0.522	3.8	0.7
XVII_2.1	-	621	272	36.6	$428 \pm 6$	14.6	1.5	0.0556	1.4	0.527	2.0	0.7
XVII_3.1	0.00	143	33	7.99	$406 \pm 6$	15.4	1.6	0.0560	2.6	0.502	3.1	0.5
XVII_4.1	2.37	887	640	35.3	$292 \pm 3$	21.6	1.1	0.0522	4.0	0.334	4.2	0.3
XVII_5.1	0.47	634	177	35.2	$404 \pm 4$	15.4	1.1	0.0557	1.9	0.497	2.2	0.5
XVII_6.1	2.87	1032	406	41.6	$295 \pm 4$	21.3	1.3	0.0506	4.9	0.327	5.1	0.3
XVII_6.2	0.00	96	19	5.69	$429 \pm 7$	14.5	1.6	0.0546	3.0	0.518	3.4	0.5
XVII_7.1	0.21	268	88	15.1	$408 \pm 5$	15.3	1.2	0.0535	3.9	0.482	4.1	0.3
XVII_8.1	0.13	2778	1524	110	$291 \pm 3$	21.6	1.0	0.0528	1.0	0.336	1.4	0.7
XVII_9.1	13.39	2097	820	82	$287 \pm 14$	22.0	4.8	0.0516	19.3	0.324	19.9	0.2
XVII_9.2	0.31	195	52	10.5	$393 \pm 5$	15.9	1.4	0.0555	3.3	0.481	3.6	0.4
XVII_10.1	2.25	5675	6755	223	$289 \pm 22$	21.8	7.8	0.0527	3.9	0.333	8.7	0.9
XVII_10.1A	0.09	1610	306	89.3	$403 \pm 4$	15.5	1.1	0.0549	0.9	0.488	1.4	0.8
XVII 11 1	_	297	86	17.8	$434 \pm 6$	144	1.5	0.0562	2.6	0.539	3.0	0.5

**Таблица 2.** Результаты изучения U-Pb изотопной системы цирконов из тоналита рефтинского комплекса, проба Pф-XVII

Примечание. Погрешности равны  $\pm 1\sigma$ . Рb<sub>c</sub> и Рb\* – общий и радиогенный свинец соответственно. Погрешности калибровки относительно стандарта – 0.57%. (1) – коррекция по <sup>204</sup>Pb. Rho – коэффициент корреляции отношений <sup>207</sup>Pb\*/<sup>235</sup>U и <sup>206</sup>Pb\*/<sup>238</sup>U.

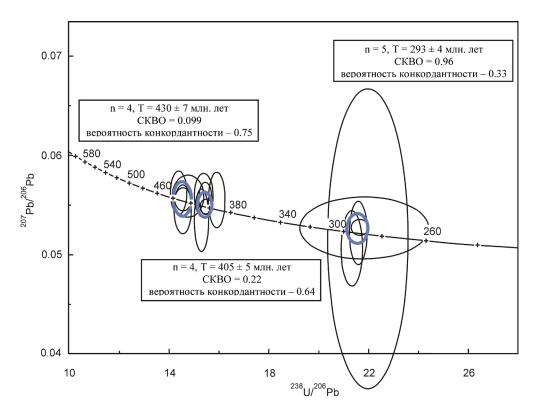
нальность, в ряде зерен наблюдается секториальность и наличие твердофазных включений неправильной формы. Обычно, включения приурочены к определенной зоне кристалла и полностью отсутствуют в соседних зонах. В центральной части некоторых зерен присутствуют ядра линзовидной или дипирамидальной формы, которые отличаются от внешней части зерна по характеру зональности, присутствию секториальности или другим особенностям. Кроме того, многие зерна имеют внешнюю зону (кайму), сложенную незональной разновидностью циркона, которая значительно обогащена по сравнению с внутренними зонами ураном и торием (см. табл. 2). Судя по соотношению этих кайм с внутренними частями зерен, их образование, скорее всего, является результатом обрастания зональных кристаллов новым материалом на поздних стадиях эволюции породы. Все перечисленные особенности свидетельствуют о длительности процессов цирконообразования при изменявшихся условиях кристаллизации.

Аналитические данные, полученные по цирконам из тоналита, приведены в табл. 2. На диаграмме Терра-Вассербурга (рис. 5) изученные цирконы располагаются вблизи конкордии, образуя три отчетливо обособляющиеся возрастные группы. Наиболее древняя из них включает 4 анализа, полученные по длиннопризматическим кристаллам циркона явно магматического облика с тонкой ритмичной зональностью и центральным частям (ядрам) короткопризматических и дипирамидальных зерен (см. табл. 2 и рис. 4). Конкордантный возраст, вычисленный по этой группе цирконов, составляет  $430 \pm 7$  млн. лет, вероятности конкордантности — 0.75, СКВО — 0.099. К следующей возрастной группе относятся 5 замеров в разных (центральной, про-

межуточной и внешней) частях зерен циркона короткопризматического и дипирамидального габитуса. Средний возраст по этой группе замеров составляет  $405 \pm 5$  млн. лет при вероятности конкордантности, равной 0.64, и низкой величине СКВО (0.22). Третья возрастная группа представлена 5 анализами богатой ураном и торием незональной разновидности циркона из краевых зон кристаллов. Возраст, вычисленный по этой группе замеров, составляет  $293 \pm 4$  млн. лет, вероятность конкордантности -0.33, СКВО -0.96.

Наиболее древнюю из трех полученных для цирконов этой пробы датировок  $-430 \pm 7$  млн. лет, повидимому, можно достаточно уверенно отождествлять с моментом кристаллизации породы из магматического расплава. Все относящиеся к этой возрастной группе замеры получены по зернам типичного магматического облика (длиннопризматические кристаллы с тонкой ритмичной зональностью) либо центральным (то есть наименее измененным) частям зерен. Достаточно высокая вероятность конкордантности (0.75) и незначительная величина СКВО (0.099) свидетельствуют о надежности полученной датировки. Рассматриваемая цифра возраста близка наиболее древними датировкам, полученными методами Кобера и лазерной абляции [1, 5]. В связи с этим, по мнению авторов, ее следует рассматривать в качестве наиболее вероятного времени образования рефтинского комплекса.

Зерна циркона с возрастом  $405 \pm 5$  млн. лет по особенностям внутреннего строения и содержанию U и Th аналогичны цирконам магматического генезиса. Более молодой возраст, полученный по этой группе замеров, скорее всего, объясняется перестройкой изотопной системы цирконов в результате наложенного термального воздействия, связан-



**Рис. 5.** Диаграмма Терра-Вассербурга с конкордией для цирконов из тоналита рефтинского комплекса, проба Рф-XVII.

ного с крупным тектоническим событием — процессом заложения в середине эмсского века на территории Восточной зоны Среднего Урала девонской островной дуги [4]. Возраст циркона из обогащенных U и U внешних частей зерен, составляющий U в U

Авторы выражают благодарность А.Н. Ларионову (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ) за выполнение аналитических работ.

Исследования проводятся в рамках Программы ОНЗ РАН "Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ" при поддержке РФФИ (проект 08–05–00019) и интеграционной программы УрО и СО РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. Возраст, морфология, геохимические особенности цирконов из базитов Урала (офиолиты и Платиноносный пояс) и ассоциированных с ними пород // Геология и металлогения ультрамафитмафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциа-

- ций складчатых областей: мат-лы межд. науч. конф. "Х чтения А.Н. Заварицкого". Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 211–216.
- 2. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Цирконы из магматитов Тагильской и Магнитогорской зон как основа их возрастных и корреляционных соотношений // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 276–283.
- 3. Попов В.С., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Беляцкий Б.В. Возраст и возможные источники гранитов Мурзинско-Адуйского блока, Средний Урал: Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные // Литосфера. 2003. № 4. С. 3–18.
- 4. Смирнов В.Н., Коровко А.В. Палеозойский вулканизм Восточной зоны Среднего Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 395–420.
- Феритатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. и др. Эволюция палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала // Литосфера. 2005. № 3. С. 57–72.
- 6. Фериматер Г.Б., Холоднов В.В., Краснобаев А.А. и др. Интрузивный магматизм ранних стадий развития Среднего и Южного Урала: петрология, геохимия, изотопный возраст, геодинамическая интрпретация // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 98–124.
- 7. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe // Aplication in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Revievs in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.