

УДК 552.3(470.5)

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ПОРОД РЕФТИНСКОГО ГАББРО-ДИОРИТ-ТОНАЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА, ВОСТОЧНАЯ ЗОНА СРЕДНЕГО УРАЛА

© 2014 г. В. Н. Смирнов*, Е. В. Наставко*, К. С. Иванов*, Т. Б. Баянова**,
Н. В. Родионов***, П. А. Серов**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7
E-mail: smirnov@igg.uran.ru

**Геологический институт КНЦ РАН
184209, г. Апатиты, Мурманская обл., ул. Ферсмана, 14

***Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
199026, г. Санкт-Петербург, Средний проспект, 7

Поступила в редакцию 03.03.2014 г.

Комплексом изотопных (Sm-Nd, U-Pb-SIMS и U-Pb-ID-TIMS) методов в породах рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса (Восточная зона Среднего Урала) выявлено три дискретных возрастных рубежа, наиболее древний из которых (435–430 млн лет) соответствует времени образования пород, два последующих (405–380 и 293–241 млн лет) отражают наложенные термальные воздействия, обусловленные активностью девонской островной дуги, коллизионными и постколлизионными процессами. Наряду с резко преобладающими цирконами трех главных возрастных групп в тоналите второй интрузивной фазы были обнаружены также единичные зерна реститовой или ксеногенной природы с возрастными 787 ± 4 и 581 ± 1 млн лет. Присутствие в изученных породах зерен древнего циркона является свидетельством того, что к моменту их формирования рассматриваемая часть Урала обладала кристаллической корой с возрастом не моложе неопротерозойского.

Ключевые слова: Урал, габбро, тоналиты, изотопное датирование

Плутонические комплексы, состоящие из амфиболовых габбро, диоритов, кварцевых диоритов и тоналитов с незначительным количеством плагиогранитов, являются одной из наиболее характерных для Урала ассоциаций магматических горных пород. Образование этих комплексов было связано с ранними этапами развития подвижного пояса, о чем свидетельствует пространственная связь слагаемых ими тел с вулканогенными толщами близкого состава, залегающими в основании геологического разреза. Однако надежное обоснование возраста габбро-диорит-тоналитовых комплексов Урала до последнего времени отсутствовало ввиду того, что имеющиеся геологические данные не позволяли достаточно точно оценить время их формирования, а представительные результаты изотопно-геохронологических исследований появились только в последние годы. В настоящей работе изложены результаты изотопного датирования пород рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса, образующих один из наиболее крупных на Урале ареалов магматизма рассматриваемого типа, которые позволили надежно установить возраст этих образований.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОРОД РЕФТИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Рефтинский габбро-диорит-тоналитовый комплекс слагает преобладающую часть одноименного габбро-гранитоидного массива (рис. 1), расположенного в пределах среднеуральского сегмента Восточной зоны Урала, которая представляет собой полосу вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, а также коагматических им интрузивных тел, протягивающуюся параллельно главным вулканогенным зонам – Тагильской и Магнитогорской на расстоянии 80–100 км к востоку от них [7].

Образование пород рассматриваемого комплекса является результатом двух фаз внедрения магматических расплавов. Первая интрузивная фаза представлена роговообманковыми габбро и диоритами с небольшим количеством кварцевых диоритов, вторая – преимущественно тоналитами при резко подчиненной роли кварцевых диоритов и крайне незначительном количестве плагиогранитов.

Плагиоклазовые гранитоиды второй интрузивной фазы образуют крупный (60×15 км) блок, целиком занимающий западную часть массива (более половины его площади). Гранитоиды содержат

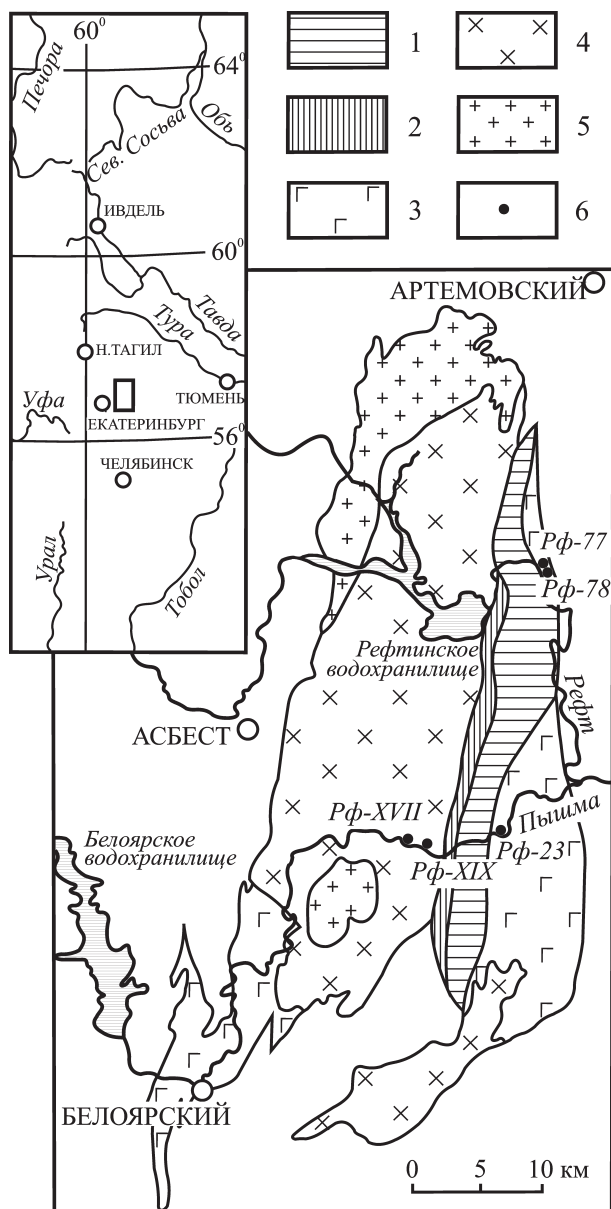


Рис. 1. Схема геологического строения Рефтинского габбро-гранитоидного массива с точками отбора проб для изотопного датирования.

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

Fig. 1. Scheme of geological structure of the Refth gabbro-granitoid massif with sampling sites for isotopic dating.

1 – gabbroids of ophiolite association, 2 – complex of parallel dolerite dykes, 3 – hornblende gabbros and diorites of the Refth complex, 4 – plagioclase granitoids of the Refth complex, 5 – granitoid and gabbro-granitoid massifs of Middle Devonian age, 6 – sampling sites for isotopic dating.

многочисленные в разной степени переработанные ксенолиты, а также тела габбро и диоритов, размеры которых иногда достигают нескольких километров. Породы первой фазы слагают два значительно меньших по размеру блока (2×15 и 8×25 км) в восточной части массива, которые отделены от гранитоидов полосой пород офиолитовой ассоциации (рис. 1). Слагающие эти блоки габброиды секутся многочисленными мелкими телами, дайками и жилами плагиоклазовых гранитоидов, по составу аналогичных породам западной части массива. На контакте с этими телами габброиды подверглись ороговикованию. При этом зоны закалки в гранитоидах рвущих тел отсутствуют. Наблюдаемый характер контактового взаимодействия, по всей вероятности, объясняется тем, что гранитоидные расплавы внедрялись сразу или через относительно небольшой промежуток времени после кристаллизации вмещающих базитов, когда последние еще сохраняли достаточно высокую температуру, т.е. в геологическом масштабе времени породы разных фаз можно считать практически разновозрастными.

Породы обеих интрузивных фаз рефтинского комплекса прорываются гранитоидными и габбро-гранитоидными плутонами размером до 10 и более километров в поперечнике (Хомутинский, Белоозерский и др.) и многочисленными дайками ранне-среднедевонского возраста, что определяет верхний возрастной предел времени формирования рефтинского комплекса. Все наблюдавшиеся контакты с породами рамы тектонические.

Более подробная характеристика комплекса дана в целом ряде опубликованных ранее работ [4, 6, 11 и др.].

ОБЗОР ВЫПОЛНЕННЫХ РАНЕЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

На протяжении последнего десятилетия попытки установить возраст рефтинского комплекса разными изотопными методами предпринимались неоднократно. В.С. Поповым с соавторами [5] по трем образцам плагиоклазовых гранитоидов была получена Rb-Sr изохрона, которая определяет возраст 393 ± 57 млн лет, соответствующий границе раннего и среднего девона. С учетом возможного влияния процессов метаморфизма полученный результат совершенно справедливо рассматривался авторами как минимальная оценка истинного возраста.

Чуть позднее были опубликованы результаты датирования цирконов из пород рефтинского комплекса, выполненного в лаборатории Университета г. Гранада (Испания). Полученные методом Кобера в процессе этих работ $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста цирконов из нескольких проб тоналитов рефтинского комплекса (метод ступенчатого испарения свинца из единичных зерен циркона [16, 17]) находятся

в интервале от 450 до 400 млн лет (т.е. от позднего ордовика до раннего девона включительно) при средней величине 422 ± 19 млн лет [2, 8]. Столь значительный разброс значений возраста не позволяет рассматривать эти данные в качестве надежного обоснования времени образования пород. $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ возраста, полученные методом LA-ICP-MS, имеют величину 435–430 млн лет по цирконам из габбро и диоритов и 422–407 млн лет по цирконам гранитоидов [2, 6].

В дальнейшем этими же авторами были опубликованы результаты единичных определений U-Pb возраста цирконов с использованием ионного микрозонда Cameca-1280 (NORDSIM, Шведский музей естественной истории, г. Стокгольм), указывающие на близкий возраст разных петрографических разновидностей рефтинского комплекса: габбро – 423 ± 6 млн лет и тоналиты – 422 ± 6 млн лет [3, 9 и др.].

Результаты перечисленных исследований не позволяют однозначно оценить время образования пород рефтинского комплекса с необходимой точностью. Полученные определения возраста охватывают довольно широкий интервал времени и в ряде случаев противоречат друг другу. В связи с этим, авторами дополнительно был выполнен комплекс изотопных исследований, позволивший уточнить имевшиеся изотопно-геохронологические данные.

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Проведенные исследования включали датирование двух проб амфиболовых габбро, относящихся к первой интрузивной фазе комплекса, и трех проб тоналитов второй фазы внедрения, отобранных в разных частях Рефтинского массива (рис. 1), с использованием нескольких изотопных методов. В процессе проведения работ было получено 3 определения возраста пород Sm-Nd методом, возраст цирконов четырех проб установлен SIMS-U-Pb методом и цирконов двух проб – ID-TIMS-U-Pb методом.

Изучение U-Pb изотопной системы цирконов SIMS-методом проводилось на вторично-ионном масс-спектрометре высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике [25]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла приблизительно 4 нА, при этом диаметр аналитического пятна (кратера) достигал 25 мкм. Местоположения изотопных анализов на зернах цирконов (приполированных в эпоксидной шайбе приблизительно до середины) выбирались после предварительного изучения изображений их внутренней структуры в отраженном свете, катодоллюминесценции и в обратно-отраженных электронах. Нормализация измеряемых Pb^+/U^+ отношений и расчет концентраций U, Th, Pb осуществ-

влялись относительно измеренных стандартов Те-мога [12] и 91500 [24], соответственно. Коррекция на примесь обыкновенного свинца выполнялась относительно измеренного 204-го изотопа свинца с использованием известного изотопного состава обыкновенного Pb, определенного, согласно модели Стейси-Крамерса [22]. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID-1 [20], а построение графиков с конкордией проводилось с помощью программы ISOPLOT [21]. Погрешности индивидуальных анализов в табл. 1 и тексте приведены на уровне 1σ , а конкордантные возраста – на уровне 2σ либо в 95% доверительном интервале.

Sm-Nd датирование и ID-TIMS-U-Pb анализ цирконов проводились в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов Геологического Института КНЦ РАН (г. Апатиты).

Химическое разложение минералов в процессе Sm-Nd датирования было выполнено из навески (~50–100 мг), к которой добавляли соответствующее количество раствора смешанного трасцера $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$. Затем навеску обрабатывали концентрированной плавиковой кислотой (5–10 мл) и выдерживали 1.5–2 часа при комнатной температуре. В дальнейшем ее помещали в тефлоновый вкладыш автоклава и проводили разложение в сушильном шкафу при температуре 170°C в течение нескольких часов. После разложения выпаривали досуха HF и образовавшиеся фториды переводили в хлориды путем упаривания образца 2–3 раза в 4.5–6N HCl. Сухой остаток растворяли в ~1 мл 2.3N HCl и загружали на первую хроматографическую колонку с катионитом Dowex 50W-8 (200–400 меш). Эта колонка используется для выделения суммы РЗЭ с применением ступенчатого элюирования 2.3 и 4.5N HCl. Выделенную фракцию РЗЭ выпаривали досуха, растворяли в 0.1N HCl и загружали на вторую колонку с ионитом HDEHP на твердом носителе KEL-F. Отобранные фракции Sm и Nd выпаривали, после чего они уже были готовы для последующего масс-спектрометрического анализа.

Измерения изотопного состава неодима и концентраций Sm и Nd проводились на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием ренийевых и танталовых лент. Среднее значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla за период измерений составило 0.511843 ± 13 ($N = 20$). Ошибка в $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношениях составляет 0.3% (2σ) – среднее значение из 7 измерений в стандарте BCR. Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе – до 0.004% (см. таблицу с данными). Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm равно 0.06 нг. Точность определения концентраций Sm и Nd – $\pm 0.5\%$. Изотопные отношения были нормализова-

Таблица 1. Результаты U–Pb–SIMS анализа цирконов из пород рефтинского габбро–диорит–тоналитового комплекса
Table 1. U-Pb SIMS zircon data for the Reft gabbro-diorite-tonalite complex

№ точек измере- ний	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержание, ppm			²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U возраст, млн лет	D, %	Изотопные отношения (1)				Rho
		U	Th	²⁰⁶ Pb*				²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	± %	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	± %	
проба Рф-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
1.2	1.82	160	26	9.26	0.17	412.5 ± 7.9	2	0.503	13	0.0661	2.0	0.153
2	0.95	237	93	13.6	0.41	414.3 ± 7.1	6	0.509	5.9	0.0664	1.8	0.302
3.1	4.12	41	6	2.61	0.14	437.0 ± 14	44	0.590	37	0.0701	3.3	0.090
3.2	2.02	105	15	5.98	0.15	405.7 ± 8.5	18	0.508	13	0.0650	2.2	0.166
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
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
5	3.02	82	17	4.82	0.21	412.2 ± 9.3	−44	0.460	24	0.0660	2.3	0.099
6.1	3.72	57	10	3.46	0.17	427.0 ± 12	−69	0.460	38	0.0686	2.9	0.077
6.2	1.28	147	26	8.29	0.18	405.2 ± 7.6	8	0.498	10	0.0649	1.9	0.189
проба Рф-77												
1.1	0.14	396	279	21.9	0.73	401.3 ± 4.3	−2	0.483	2.5	0.06424	1.1	0.438
2.1	0.00	172	34	9.68	0.20	409.8 ± 5.2	−7	0.491	2.8	0.06564	1.3	0.467
3.1	0.48	238	124	13.2	0.54	399.6 ± 4.8	17	0.497	4	0.06394	1.2	0.310
4.1	1.07	65	11	3.74	0.18	414.4 ± 6.7	−15	0.491	9.3	0.0664	1.7	0.180
4.2	0.28	1166	324	65.2	0.29	405.5 ± 4	−8	0.484	2	0.06493	1	0.516
5.1	0.14	300	129	16.5	0.44	398.6 ± 4.5	−9	0.473	2.7	0.06379	1.2	0.439
6.1	1.96	26	15	1.53	0.58	416 ± 11	−20	0.490	23	0.0667	2.9	0.122
7.1	0.49	153	34	8.59	0.23	406.7 ± 5.2	−3	0.490	4.8	0.06512	1.3	0.274
8.1	0.05	934	849	52.8	0.94	411 ± 4.2	−1	0.498	1.6	0.06584	1	0.664
9.1	0.25	193	35	10.7	0.19	402 ± 5.1	4	0.489	3.8	0.06434	1.3	0.344
10.1	0.56	151	50	8.34	0.34	399.6 ± 5.1	−20	0.466	4.9	0.06396	1.3	0.270
проба Рф-XVII												
1	0.00	342	134	19.9	0.40	422.8 ± 11.5	6	0.522	3.8	0.0678	2.8	0.747
2	0.00	621	272	36.6	0.45	428.5 ± 6.1	2	0.527	2.0	0.0687	1.5	0.729
3.1	0.00	143	33	7.99	0.23	406 ± 6.3	10	0.502	3.1	0.0650	1.6	0.522
4	2.37	887	640	35.3	0.75	292 ± 3.1	1	0.334	4.2	0.0463	1.1	0.260
5	0.47	634	177	35.2	0.29	404.4 ± 4.3	8	0.497	2.2	0.0647	1.1	0.494
6.1	2.87	1032	406	41.6	0.41	295.5 ± 3.8	−32	0.327	5.1	0.0469	1.3	0.257
6.2	0.00	96	19	5.69	0.20	428.8 ± 6.5	−9	0.518	3.4	0.0688	1.6	0.466
7	0.21	268	88	15.1	0.34	408.3 ± 4.9	−18	0.482	4.1	0.0654	1.2	0.304
8	0.13	2778	1524	110	0.57	291.2 ± 3	9	0.336	1.4	0.0462	1.0	0.721
9.1	13.39	2097	820	82	0.40	287 ± 13.6	−7	0.324	19.9	0.0455	4.8	0.243
9.2	0.31	195	52	10.5	0.28	393.1 ± 5.2	10	0.481	3.6	0.0629	1.4	0.383
10.1	2.25	5675	6755	223	1.23	288.9 ± 22.1	9	0.333	8.7	0.0458	7.8	0.894
10.2	0.09	1610	306	89.3	0.20	403.2 ± 4.2	1	0.488	1.4	0.0645	1.1	0.771
11	0.00	297	86	17.8	0.30	433.5 ± 6.3	6	0.539	3.0	0.0696	1.5	0.502
проба Рф-78												
1.1	0.49	212	41	12.9	0.20	437.8 ± 5.1	−11	0.524	4.4	0.07028	1.2	0.275
2.1	0.17	324	112	17.8	0.36	398.5 ± 4.4	−11	0.483	2.8	0.06377	1.1	0.400
2.2	0.93	88	20	4.67	0.24	383 ± 5.4	−55	0.449	7.4	0.06121	1.5	0.197
3.1	0.09	560	252	31.3	0.47	406.3 ± 4.2	−39	0.491	2	0.06506	1.1	0.523
4.1	0.17	414	191	24.5	0.48	429 ± 4.8	−15	0.531	2.1	0.06882	1.2	0.540
4.2	0.00	251	50	13.9	0.21	402.7 ± 4.8	3	0.491	2.5	0.06446	1.2	0.499
4.3	0.89	69	11	3.76	0.16	392.4 ± 6.9	4	0.429	15	0.0628	1.8	0.120
5.1	0.80	280	100	17	0.37	435.2 ± 6	−1	0.538	9.7	0.06984	1.4	0.146
5.2	0.47	172	29	9.39	0.17	396.4 ± 5.5	5	0.465	8.2	0.06342	1.4	0.175
6.1	0.59	159	28	8.56	0.18	388.9 ± 5.4	3	0.458	6	0.06219	1.4	0.241
7.1	0.63	290	66	15.8	0.23	393.9 ± 5.5	−15	0.443	7	0.06301	1.4	0.204

Примечание. Погрешности приведены для интервала $\pm 1\sigma$. Pb_c и Pb^* – нерадиоогенный и радиоогенный свинец, соответственно. D – степень дискордантности, Rho – коэффициент корреляции ошибок. Погрешности калибровки стандарта TEMORA составля-

ли 0.57 % при анализе пробы Рф-23, 0.33 % – для проб Рф-77 и Рф-78 и 0.28 % – для пробы Рф-XVII. Нерациогенный Pb скорректирован по измеренному ^{204}Pb . Расчет U-Pb возрастов проводился с использованием программы ISOPLOT/Ex version 2.49 [19].

Note. Uncertainties are $\pm 1\sigma$. Pb_c and Pb^* – common and radiogenic lead, respectively. D – degree of discordance, Rho – the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ uncertainties correlation coefficient. Uncertainties of the standard TEMORA calibration were 0.57% in analysis assay Rf-23, 0.33% for assays Rf-77 and Rf-78 and 0.28% for assay Rf-XVII. Nonradiogenic lead corrected by ^{204}Pb . U-Pb-ages calculated by ISOPLOT/Ex version 2.49 [19].

ны по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, а затем пересчитаны на принятое отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla = 0.511860. Вычисление параметров изохрон проводилось по [21]. При расчете величин $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd(DM)}}$ использованы современные значения CHUR по [14] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM по [13] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$).

При термо-ионизационном масс-спектрометрическом U-Pb датировании единичных зерен циркона [1] методом изотопного разбавления (ID-TIMS) отобранные вручную зерна вначале очищались спиртом или ацетоном, затем отмывались теплой 7N азотной кислотой и окончательно трижды промывались в воде многократной очистки. Химическое разложение проводилось в тefлоновых бомбах с добавлением смешанного $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ трассера по методике Т.Кроу [15] в концентрированной фтористоводородной кислоте с добавлением капли концентрированной азотной кислоты в течение 5–7 дней при температуре 210°C. После разложения элюат выпаривался на плитке и после добавления 10 капель 3.1N хлористоводородной кислоты образец помещался на 8–10 часов в термостат при температуре 140–150°C для гомогенизации. Разделение свинца и урана для изотопных исследований проводилось с помощью ионообменной хроматографии на колонках со смолой Dowex IX8 200–400 меш. Свинец элюировался 10 каплями 6.2N хлористоводородной кислоты с добавлением одной капли 0.1N фосфорной кислоты, затем выпаривался на плитке до объема 3 мкл. Уран элюировался отдельно от свинца 20 каплями воды с добавлением одной капли 0.1N фосфорной кислоты и выпаривался на плитке до объема 3 мкл. Все химические процедуры проводились в ультранизком боксе с холостыми загрязнениями по Pb около 1–3 пг, по урану около 10–15 пг.

Изотопный состав и концентрации свинца и урана измерялись на рениевых лентах с помощью семиколлекторного масс-спектрометра Finnigan MAT 262 (RPQ) на коллекторах, концентрации изотопов ^{204}Pb и ^{205}Pb определялись при температуре 1350–1450°C в режиме счета ионов с помощью умножителя или квадрупольной приставки RPQ, в качестве эмиттера ионов использовался силикагель. Концентрации урана измерены в одноленточном режиме с добавлением силикагеля при температуре 1450–1550°C с помощью коллектора и умножителя в смешанном статически-динамическом ре-

жиме. При очень низких концентрациях урана использовался динамический режим умножителя или квадрупольной приставки RPQ. Все измеренные изотопные отношения исправлялись на масс-дискриминацию, полученную при изучении параллельных анализов стандартов SRM-981 и SRM-982 и равную $0.12 \pm 0.04\%$.

Расчет координат точек и параметров изохрон проводился по программам К.Людвига [18, 19]. При вычислении возрастов использованы общепринятые константы распада урана [23], все ошибки указываются на уровне 2 σ . Коррекция на примесь обыкновенного свинца проводилась по модели Дж.Стейси и Дж.Крамерса [22].

НОВЫЕ ДАННЫЕ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Проба Рф-23 отобрана из коренных выходов амфиболовых габбро, на левом берегу р. Пышма, вблизи села Светлое, в 50 м выше устья ручья Ряпосиха (рис. 1). Координаты точки отбора пробы: N 56°56.143', E 061°39.438'. Габбро представлено типичной для этой части массива кварцсодержащей слабо порфирированной среднезернистой разновидностью с гипидиоморфнозернистой микроструктурой. В процессе проведенных работ было проведено Sm-Nd датирование габбро (по пороодообразующим минералам) и U-Pb-SIMS методом определен возраст выделенных из него цирконов.

Зерна циркона пробы Рф-23 представляют собой идиоморфные кристаллы дипирамидального и, сравнительно редко, короткопризматического облика (рис. 2а). Размер зерен – от 300 до 500 мкм по длинной оси и 150–250 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 цирконов. Результаты изучения U-Pb изотопной системы цирконов с использованием микрозонда SHRIMP-II приведены в табл. 1, положение фигуративных точек изученных зерен циркона на изотопной U-Pb диаграмме показано на рис. 2б. Конкордантный возраст, рассчитанный на основе полученных данных, составляет 414.3 ± 5.3 млн лет при величине

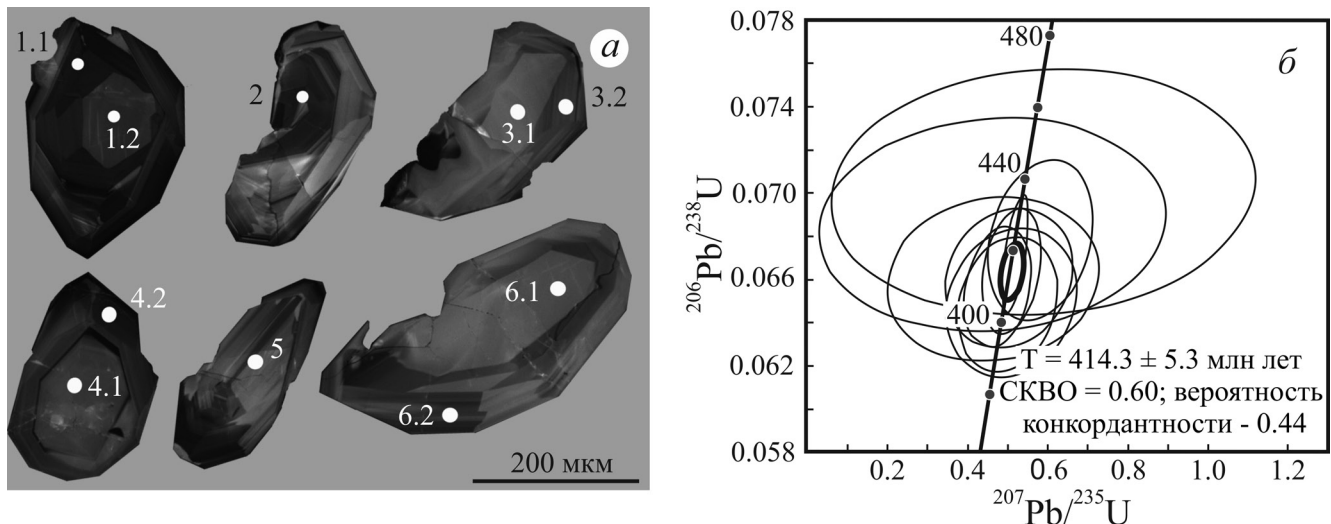


Рис. 2. Катодолуминесцентный снимок изученных зерен циркона (а) и изотопная U-Pb диаграмма с конкордией, построенная по результатам SIMS-анализа цирконов из пробы амфиболового габбро Рф-23 (б).

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

Fig. 2. Cathodoluminescent image of zircon grains (a) and U-Pb isotope diagram with concordia based on the results of SIMS-analysis of zircons from the sample of a hornblende gabbro Rf-23 (b).

White circles designate positions of measurement points; numbers indicate measurements in table 1.

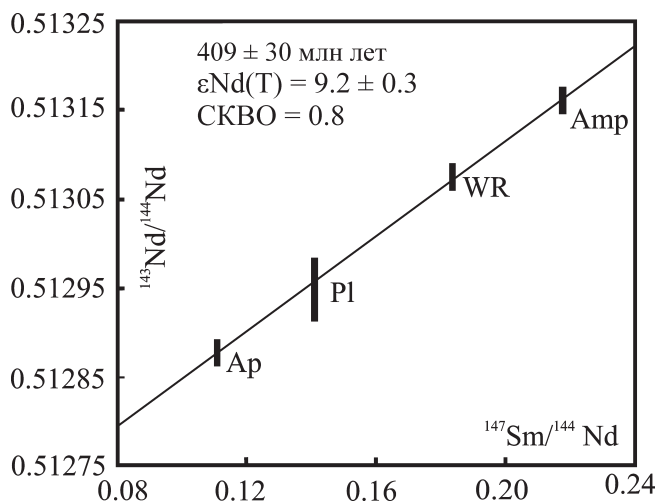


Рис. 3. Изотопная Sm-Nd изохрона для валового состава (WR) и монофракций апатита (Ap), плагиоклаза (Pl) и амфибола (Amp) из пробы амфиболового габбро Рф-23.

Fig. 3. Isotope Sm-Nd isochrone for whole rock composition (WR) and monomineral fractions of apatite (Ap), plagioclase (Pl) and amphibole (Amp) from the sample hornblende gabbro Rf-23.

СКВО, равной 0.60, и вероятности конкордантности – 0.44.

Характеристика изотопной Sm-Nd системы амфиболового габбро этой пробы приводится в табл. 2. Изохрона, построенная на основе получен-

ных данных по валовому составу породы и мономинеральным фракциям амфибола, плагиоклаза и апатита из нее (рис. 3), определяет время закрытия Sm-Nd изотопной системы (минимальное время образования породы), равное 409 ± 30 млн лет назад при положительной величине $\epsilon\text{Nd}(T) = +9.2 \pm 0.3$ и $\text{СКВО} = 0.8$.

Вторая проба амфиболовых габбро – Рф-77 – взята в северо-восточной части массива, из коренных выходов на правом берегу р. Рефт, в 800 метрах ниже по течению от устья ручья Скачок (рис. 1). Координаты места отбора: N $57^{\circ}07.270'$, E $061^{\circ}50.360'$. Материал пробы представлен слабо порфировидной средне-мелкозернистой разновидностью, состоящей из приблизительно равных количеств роговой обманки и слабо сосюритизированного плагиоклаза, с призматическозернистой, местами переходящей в гипидиоморфнозернистую, микроструктурой. Изотопно-геохронологическое изучение габбро этой пробы включало определение Sm-Nd возраста и анализ U-Pb изотопной системы цирконов двумя изотопными методами SIMS и ID-TIMS.

Цирконы этой пробы представлены идиоморфными, хорошо ограненными кристаллами размером 250–350 мкм и более по длинной оси и до 250 мкм в поперечнике. Для U-Pb-SIMS-анализа было отобрано 10 отличающихся по морфологическим особенностям зерен (рис. 4а). Преобладающим типом среди них являются субизометричные кристаллы дипирамидального габитуса без признаков рас-

Таблица 2. Изотопные Sm-Nd данные для пород рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса
Table 2. Sm-Nd isotope data for the rocks of the Reft gabbro-diorite-tonalite complex

	Содержание, ppm		Изотопные отношения		T _{DM} , млн лет	ε _{Nd} (T)
	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd		
проба Рф-23						
Рф-23 вал породы	0.952	3.14	0.1836	0.513075 ± 19	388	+9.2
Рф-23 амфибол	2.38	6.61	0.2176	0.513161 ± 4		
Рф-23 апатит	16.39	88.60	0.1109	0.512877 ± 15		
Рф-23 плагиоклаз	0.211	0.8870	0.1408	0.512948 ± 15		
проба Рф-77						
Рф-77 вал породы	0.288	1.94	0.0914	0.512804 ± 19	434	+9.3
Рф-77 плагиоклаз	0.192	1.321	0.0874	0.512807 ± 18		
Рф-77 амфибол	1.94	5.85	0.2007	0.513127 ± 16		
Рф-77 рутил	0.618	2.36	0.1574	0.512989 ± 8		
проба Рф-XIX						
Рф-XIX вал породы	2.98	10.75	0.1674	0.512740 ± 10	1355	+3.0
Рф-XIX апатит	303	1113	0.1646	0.512728 ± 6		
Рф-XIX плагиоклаз	0.303	2.12	0.0854	0.512626 ± 10		
Рф-XIX амфибол	14.16	35.2	0.2432	0.512870 ± 15		
Рф-XIX ильменит	2.36	11.22	0.1272	0.512672 ± 16		
Рф-XIX магнетит	0.258	1.128	0.1383	0.512690 ± 13		

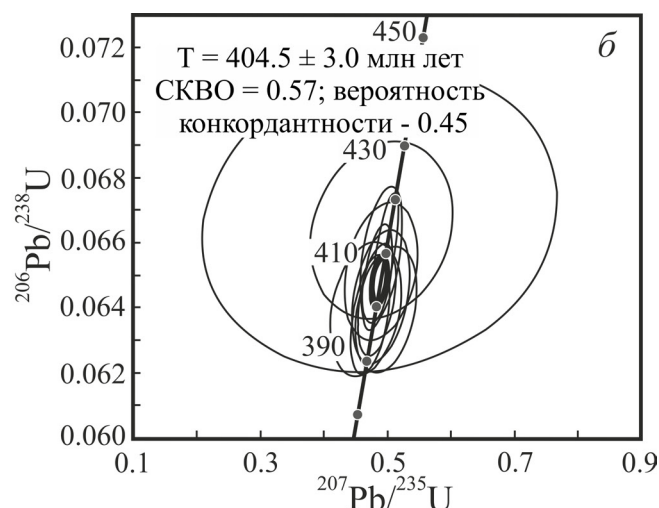
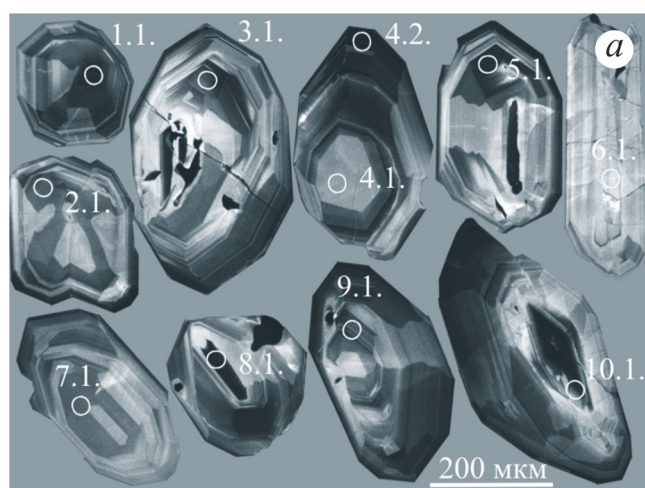


Рис. 4. Католюминесцентный снимок изученных зерен циркона (а) и изотопная U-Pb диаграмма с конкордией, построенная по результатам SIMS-анализа цирконов из пробы амфиболового габбро Рф-77 (б).

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

Fig. 4. Cathodoluminescent image of zircon grains (a) and U-Pb isotope diagram with concordia based on the results of SIMS-analysis of zircons from the sample hornblende gabbro Rf-77 (b).

White circles designate positions of measurement points; numbers indicate measurements in table 1.

творения, в меньшем количестве присутствуют зерна короткопризматической формы. Длиннопризматические кристаллы, встречающиеся среди цирконов этой пробы только в виде исключения, представлены в изученной выборке одним зерном. Все зерна имеют ритмичную зональность и секториальное строение. Результаты анализа изотопной системы цирконов этим методом показаны в табл. 1 и на рис. 4б. Значение конкордантного возраста по цир-

конам этой пробы составило 404.5 ± 3.0 млн лет при SKBO = 0.57 и величине вероятности конкордантности – 0.45.

При датировании цирконов пробы Рф-77 масс-спектрометрическим U-Pb (ID TIMS) методом были отобраны зерна трех типов. Первый из них представлен прозрачными светло-розовыми изометрическими кристаллами. Поверхность зерен не корродирована, блеск алмазный. Средние раз-

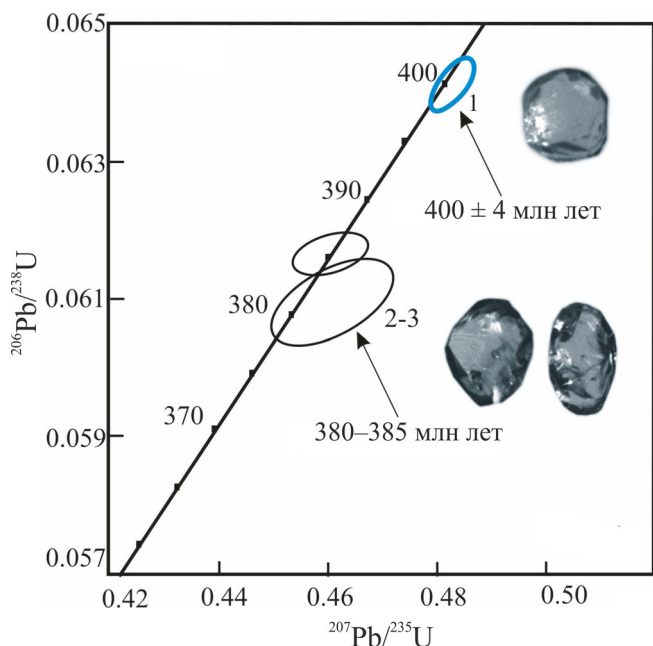


Рис. 5. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из пробы амфиболового габбро Рф-77.

Fig. 5. U-Pb isotope diagram with concordia for zircons from the sample of hornblende gabbro Rf-77.

меры – 0.122×0.122 мм, коэффициент удлинения – 1. Второй – прозрачные темно-розовые изометричные кристаллы. Поверхность не корродирована, блеск стеклянный. Средние размеры – 0.175×0.175 мм, коэффициент удлинения зерен – 1. Третий тип цирконов представлен прозрачными светло-желтыми короткопризматическими кристаллами. Поверхность не корродирована, блеск стеклянный. Средние размеры – 0.175×0.140 мм, коэффициент удлинения зерен – 1.25. Результаты масс-спектрометрического изучения U-Pb изотопной системы цирконов пробы Рф-77 приведены в табл. 3. На изотопной U-Pb диаграмме с конкордией (рис. 5) цирконы всех трех

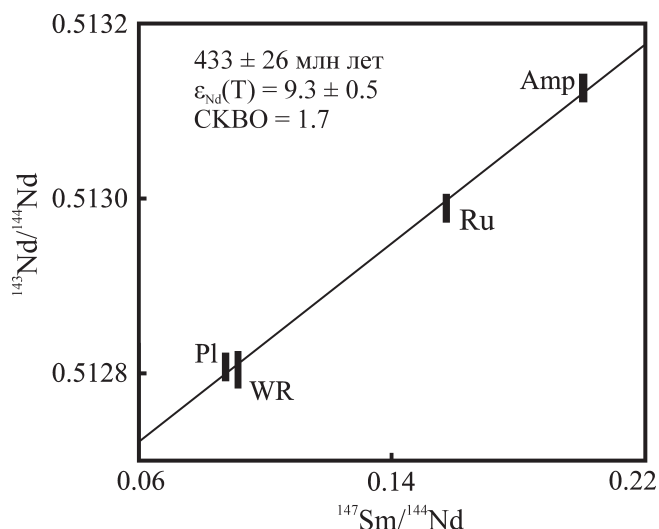


Рис. 6. Изотопная Sm-Nd изохрона для валового состава (WR) и монофракций плагиоклаза (Pl), рутила (Ru) и амфибола (Amp) из пробы амфиболового габбро Рф-77.

Fig. 6. Isotope Sm-Nd isochrone for whole rock composition (WR) and monomineral fractions of plagioclase (Pl), rutile (Ru) and amphibole (Amp) from the sample of hornblende gabbro Rf-77.

выделенных разновидностей находятся на конкордии. Изотопный U-Pb возраст зерен циркона первой разновидности составляет 400 ± 4 млн лет и в пределах погрешности датирования он совпадает с приведенными выше результатами SIMS-анализа цирконов этой пробы. Зерна циркона двух других морфотипов, имеют близкий U-Pb возраст, соответствующий интервалу 380–385 млн лет.

Результаты изучения Sm-Nd-изотопной системы габбро этой пробы приведены в табл. 2. На Sm-Nd диаграмме (рис. 6) фигуративные точки валового состава габбро этой пробы и монофракций амфибола, рутила и плагиоклаза образуют линию регрессии, наклон которой соответствует возрасту

Таблица 3. Изотопные U-Pb (ID-TIMS) данные для цирконов из пробы амфиболового габбро Рф-77

Table 3. U-Pb (ID-TIMS) zircon data for the hornblende gabbro Rf-77

Проба №	Навеска (мг)	Содержание, ppm		Изотопный состав свинца*			Изотопные отношения и возраст, млн лет**			Rho***
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
1	1.10	17.30	275.30	15352	17.915	11.575	0.4842	0.06401	407	0.76
2	0.40	11.69	194.13	8431	17.442	11.003	0.4615	0.06085	437	0.52
3	0.50	15.41	250.65	3638	16.933	10.370	0.4612	0.06156	414	0.47

* Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию 0.12 ± 0.04 %.

** Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели [22]. *** Коэффициент Rho – корреляция по $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ осям.

* Measured value corrected for blank Pb (0.08 ng), U (0.04 ng), and mass-discrimination 0.12 ± 0.04 %. ** Common Pb corrections calculated using the model of Stacey and Kramers [22]. *** Rho – the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ uncertainties correlation coefficient.

433 ± 26 млн лет, величина $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ положительная и равна $+9.3 \pm 0.5$, СКВО = 1.7.

Проба тоналита Рф-ХVII характеризует крупное тело гранитоидов второй интрузивной фазы, занимающее западную половину Рефтинского массива (рис. 1). Место отбора этой пробы – коренные выходы на левом берегу ручья Ельничный, в 200 м от его устья (вблизи места пересечения ручья автомобильной дорогой), координаты – N $56^{\circ}56.211'$, E $061^{\circ}39.524'$. Тоналиты представлены типичной для этих пород крупнозернистой разновидностью, состоящей из зерен сосюритизированного плагиоклаза, амфибола, кварца и чешуек биотита, полностью замещенного хлоритом. Изотопно-геохимическое датирование пород проводилось U-Pb-SIMS-методом.

Цирконы пробы Рф-ХVII представлены преимущественно идиоморфными кристаллами размером 200–250 мкм и более по длинной оси и до 100 мкм в поперечнике, а также их обломками (рис. 7а). В виде исключения встречаются субидиоморфные и ксеноморфные зерна. Облик зерен преимущественно от коротко- до длиннопризматического, в меньшем количестве присутствуют дипирамидальные кристаллы. Преобладающая часть зерен циркона этой пробы имеет хорошо выраженную тонкую ритмичную зональность, в некоторых наблюдается секториальность и наличие включений неправильной формы. Иногда в центральной части зерен присутствуют ядра линзовидной или дипирамидальной формы, которые отличаются от внешней части зерна по характеру зональности, присутствию секториальности или другим особенностям. Многие зерна имеют внешнюю зону (кайму), сложенную незональной или неотчетливо зональной разновидностью циркона, которая значительно обогащена по сравнению с внутренними зонами ураном и торием (табл. 1). Судя по соотношению этих кайм с внутренними частями зерен, их образование, скорее всего, является результатом обрастания зональных кристаллов новообразованным цирконом на поздних стадиях эволюции породы.

Результаты анализа цирконов приведены в табл. 1. На изотопной диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (рис. 7б) изученные цирконы располагаются на конкордии, образуя три достаточно отчетливо обособляющиеся возрастные группы. Наиболее древняя из них включает 4 анализа, полученных по длиннопризматическим зернам явно магматического облика с тонкой ритмичной зональностью (ан. 1 и 2 в табл. 1 и на рис. 7а) и центральным частям короткопризматических и дипирамидальных зерен, сложенных таким же ритмично-зональным цирконом (ан. 6.2 и 11 в табл. 1 и на рис. 7а). Конкордантный возраст, вычисленный по этой группе цирконов, составляет 429.7 ± 6.9 млн лет при вероятности конкордантности – 0.75 и величине СКВО – 0.101. В следующую возрастную группу

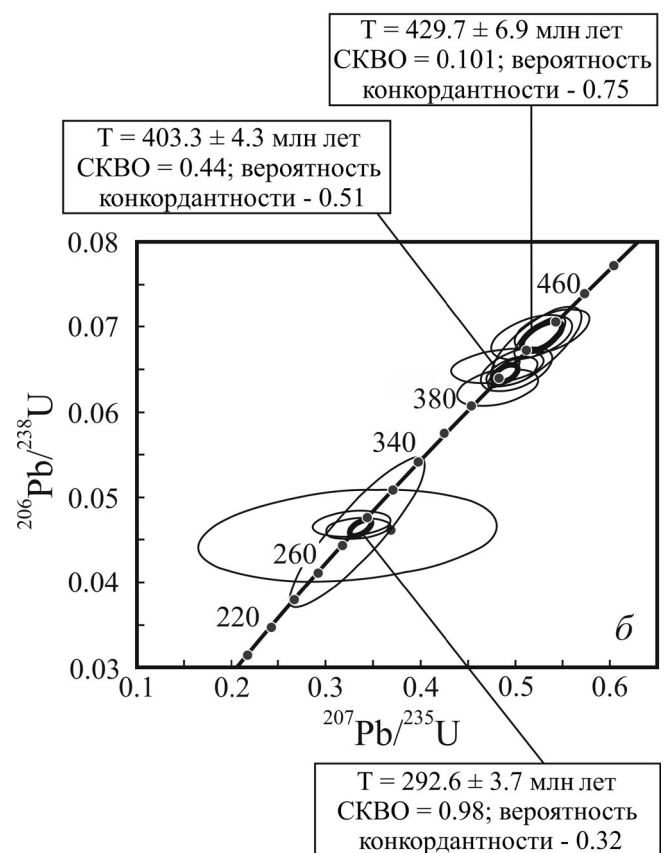
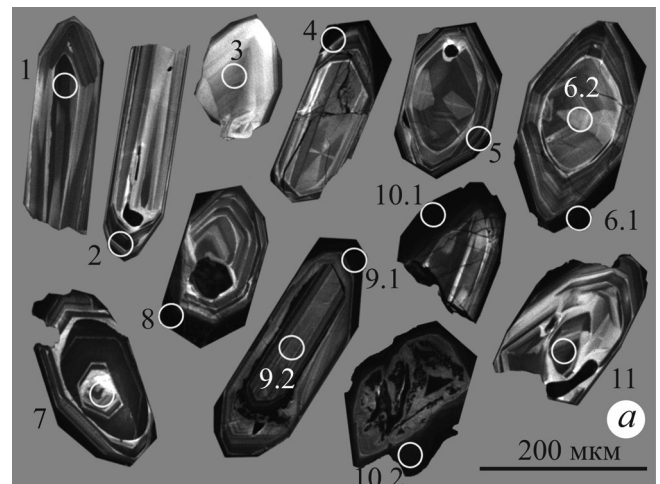


Рис. 7. Катодоллюминесцентный снимок изученных зерен циркона (а) и изотопная U-Pb диаграмма с конкордией, построенная по результатам SIMS-анализа цирконов из пробы тоналита Рф-ХVII (б).

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

Pic. 7. Cathodoluminescent image of zircon grains (а) and U-Pb isotope diagram with concordia based on the results of SIMS-analysis of zircons from the sample tonalite Rf-XVII (б).

White circles designate positions of measurement points; numbers indicate measurements in table 1.

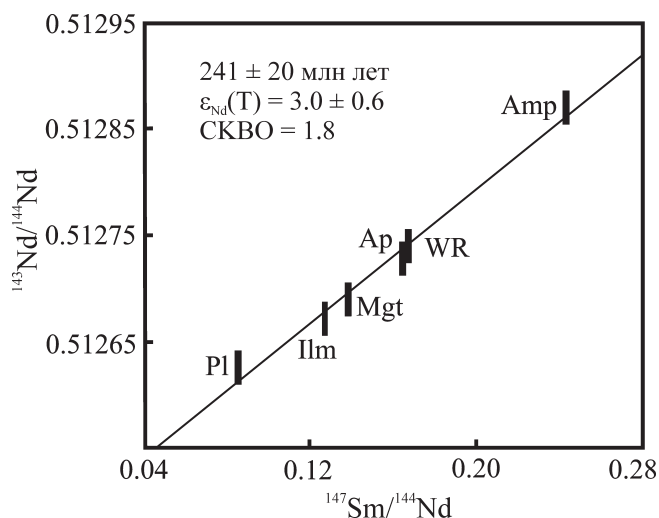


Рис. 8. Изотопная Sm-Nd изохрона для валового состава (WR) и монофракций плагиоклаза (Pl), ильменита (Ilm), магнетита (Mgt), апатита (Ap) и амфибола (Amp) из пробы тоналита Рф-XIX.

Fig. 8. Isotope Sm-Nd isochrone for whole rock composition (WR) and monomineral fractions of plagioclase (Pl), ilmenite (Ilm), magnetite (Mgt), apatite (Ap) and amphibole (Amp) from the sample of tonalite Rf-XIX.

попадают 5 замеров, полученных по ритмично-зональному циркону в разных (центральной, промежуточной и внешней) зонах зерен короткопризматического и дипирамидального габитуса (ан. 3, 5, 7, 9.2 в табл. 1 и на рис. 7а). Средний возраст по этой группе замеров составляет 403.3 ± 4.3 млн лет при вероятности конкордантности, равной 0.51, и величине СКВО – 0.44. Третья возрастная группа представлена 5 анализами богатой ураном и торием разновидности циркона из внешних зон кристаллов (ан. 4, 6.1, 8, 9.1 и 10 в табл. 1 и на рис. 7а). Возраст, вычисленный по этой группе замеров, составляет 292.6 ± 3.7 млн лет при вероятности конкордантности – 0.32 и СКВО – 0.98.

Анализ состава включений в изученных цирконах с помощью электронно-зондового микроанализатора Cameca SX 100 (лаб. ФХМИ ИГГ УрО РАН, аналитик В.В. Хиллер) показал, что зерна циркона первой и второй возрастных групп содержат в виде включений только мелкие ксеноморфные зерна кварца, присутствие которых не несет информации об условиях образования циркона (включения кварца, по-видимому, могут содержаться в цирконах разного генезиса). Таким образом, по характеру внутреннего строения, основной особенностью которого является наличие ритмичной зональности, и составу включений цирконы двух более древних возрастных групп не различаются между собой. Циркон третьей возрастной группы, представленный обогащенной ураном

и торием разновидностью из внешних зон кристаллов, резко отличается наличием включений типичных метаморфических минералов: хлорита и гематита, что исключает возможность магматического генезиса этой генерации циркона.

Проба Рф-XIX отобрана в этой же части массива из коренных выходов тоналитов на левом берегу реки Пышма, в 1.5 км ниже по течению от санатория “Белый Камень” (рис. 1). Тоналит этой пробы имеет обычный для пород второй интрузивной фазы комплекса минеральный состав: плагиоклаз, амфибол, кварц и биотит, размер зерен в основном колеблется от 1 до 3 мм, и гипидиоморнозернистую структуру. Порода характеризуется довольно высокой степенью зеленокаменного метаморфизма, выразившегося в полном замещении плагиоклаза сосюритовым агрегатом и биотита – хлоритом. Для датирования тоналита этой пробы были использованы Sm-Nd метод и U-Pb-ID-TIMS-анализ зерен циркона.

Результаты Sm-Nd датирования пробы Рф-XIX приводятся в табл. 2. Изотопная Sm-Nd изохрона (рис. 8) по валовому составу породы и выделенным из нее мономинеральным фракциям плагиоклаза, амфибола, ильменита, магнетита и апатита и соответствует возрасту 241 ± 20 млн лет, величина $\epsilon_{Nd}(T)$ положительная и равна $+3.0 \pm 0.6$, величина СКВО – 1.8.

При ID-TIMS-датировании цирконов этой пробы были отобраны зерна четырех морфологических типов. На изотопной U-Pb диаграмме с конкордией, построенной по результатам проведенных исследований (табл. 4), зерна всех изученных морфотипов описываемой пробы располагаются на конкордии, резко отличаясь по величине изотопного возраста (рис. 9).

Циркон первого морфотипа представлен прозрачным светло-желтым призматическим кристаллом. Поверхность зерна не корродирована, блеск стеклянный. Размер зерна составляет 0.2×0.125 мм, коэффициент удлинения – 1.6, масса – $12.5 \cdot 10^{-6}$ г. U-Pb возраст циркона, согласно полученным данным, равен 787 ± 4 млн лет.

Зерно второго морфотипа представляет собой длиннопризматический водяно-прозрачный кристалл (тип цирконовый). Его поверхность не корродирована, блеск стеклянный. Размер кристалла – 0.25×0.075 мм, коэффициент удлинения – 3.3. Масса составляет $5.6 \cdot 10^{-6}$ г. Изотопный U-Pb возраст равен 528 ± 1 млн лет.

К третьему морфотипу относится прозрачный светло-желтый короткопризматический кристалл, поверхность которого не корродирована, блеск стеклянный. Размер кристалла – 0.15×0.1 мм, коэффициент удлинения – 1.5, масса – $6 \cdot 10^{-6}$ г. Зерно характеризуется отчетливо выраженным зональным строением и наличием минеральных включений. U-Pb возраст циркона этого морфотипа равен

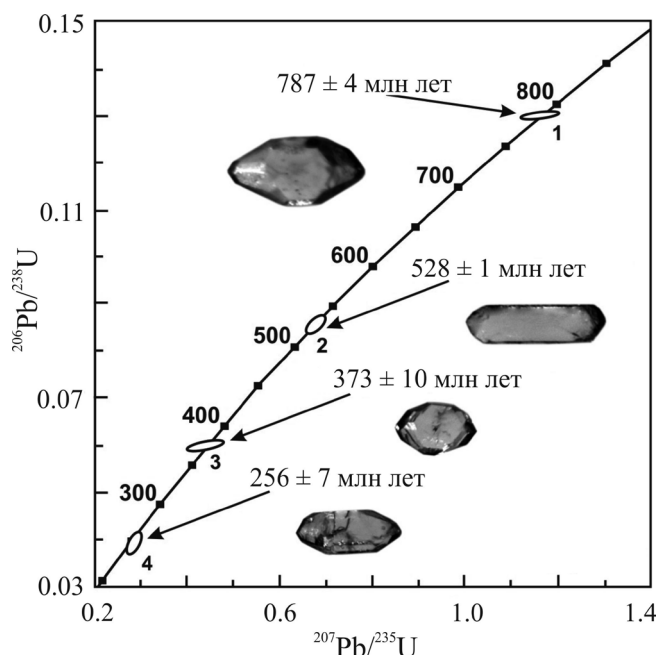


Рис. 9. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из пробы тоналита Рф-ХІХ.

Fig. 9. U-Pb isotope diagram with concordia for zircons from the sample of tonalite Rf-XIX

373 ± 10 млн лет. Значительный интервал неопределенности возраста (±10 млн лет) объясняется очень низкой концентрацией Pb.

Четвертый морфотип – это прозрачные светло-желтые кристаллы призматической формы (тип цирконовый). Кристаллы имеют корродированную поверхность, блеск стеклянный. Средний размер зерен составляет 0.225 × 0.1 мм, Ку – 2.2. Средняя масса – 9·10⁻⁶ г. Зональность не обнаружена. Особенностью зерен этого морфотипа является наличие грубых поперечных трещин. Полученный по ним U-Pb возраст равен 256 ± 7 млн лет.

Еще одна проба тоналита – Рф-78 отобрана в северо-восточной части массива (рис. 1) из небольшого по размерам (не более первых десятков метров по мощности) рвущего тела среди габброидов. Точка отбора пробы – скальный выход высотой около 4 м на левом берегу р. Рефт, в 1350 метрах ниже по течению от устья ручья Скачок, координаты – N 57°07.073', E – 061°50.431'. Тоналит этой пробы представляет собой крупнозернистую светлую зеленовато-серую породу с гипидиоморфнозернистой микроструктурой, состоящую из плагиоклаза, кварца, амфибола и хлоритизированного биотита. Для определения возраста использован U-Pb-SIMS-анализ цирконов.

Цирконы пробы Рф-78 представлены преимущественно идиоморфными кристаллами размером

Таблица 4. Изотопные U-Pb (ID-TIMS) данные для цирконов из пробы тоналита Рф-ХІХ
Table 4. The isotope U-Pb (ID-TIMS) data for the zircons from the sample tonalite Rf-XIX

№ п/п	Навеска, мг	Концентрация, ppm		Изотопные отношения*					Возраст, млн лет**			% Дис***
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$		
1	0.050	13.87	86.61	262.81	0.1299 ± 0.0006	1.162 ± 0.025	0.0649 ± 0.0013	787 ± 4	783 ± 17	771 ± 15	-2.1	
2	0.120	13.02	128.78	401.28	0.0854 ± 0.0005	0.682 ± 0.007	0.0579 ± 0.0005	528 ± 3	528 ± 6	527 ± 5	-0.2	
3	0.078	8.90	115.34	198.52	0.0596 ± 0.0004	0.430 ± 0.018	0.0474 ± 0.0019	373 ± 2	334 ± 14	368 ± 3	-1.4	
4	0.090	9.90	166.89	131.39	0.0372 ± 0.0014	0.288 ± 0.008	0.0561 ± 0.0015	236 ± 9	257 ± 7	255 ± 12	7.5	

* Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 1 пг для Pb и 10 пг для U и масс-дискриминацию 0.12 ± 0.04 %. ** Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели [22]. *** Дискордантность по ²⁰⁷Pb/²³⁵U – ²⁰⁶Pb/²³⁸U осям (%).

* Measured value corrected for blank Pb (1 pg), U (10 pg), and mass-discrimination 0.12 ± 0.04%. ** Common Pb corrected using the model of Stacey and Kramers [22]. *** Discordance between ²⁰⁷Pb/²³⁵U and ²⁰⁶Pb/²³⁸U axes (%).

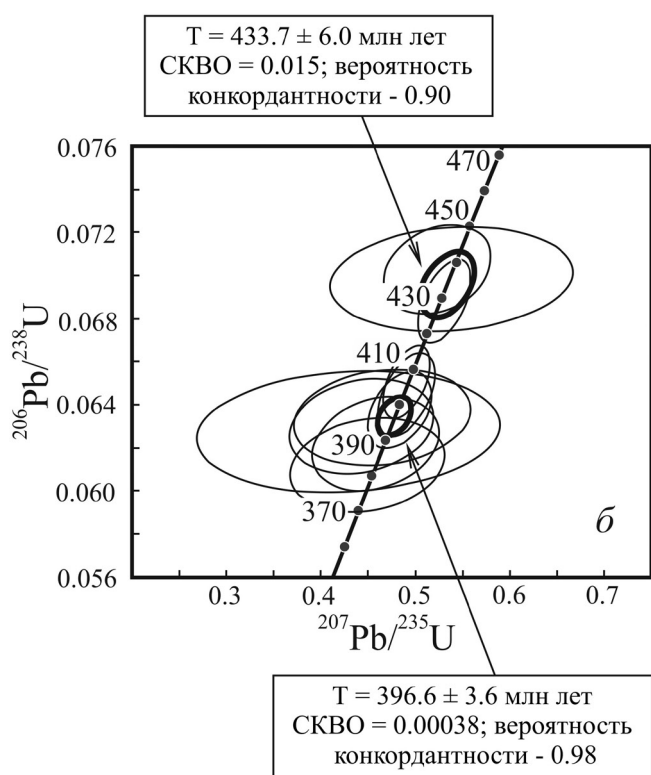
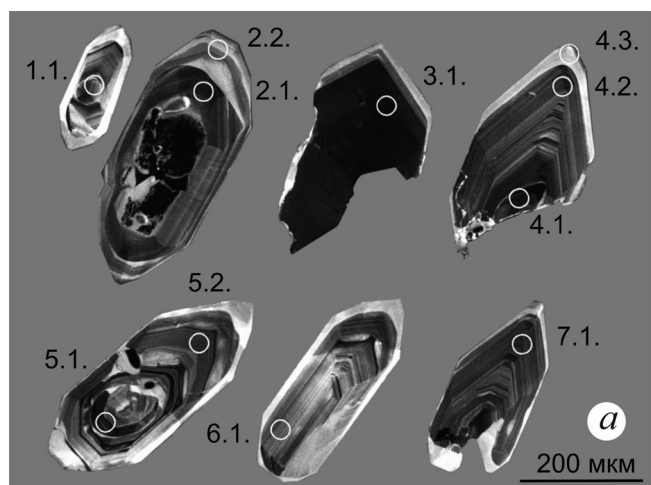


Рис. 10. Катодолуминесцентный снимок изученных зерен циркона (а) и изотопная U-Pb диаграмма с конкордией, построенная по результатам SIMS-анализа цирконов из пробы тоналита Рф-78 (б).

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

Fig. 10. Cathodoluminescent image of zircon grains (a) and U-Pb isotope diagram with concordia based on the results of SIMS-analysis of zircons from the sample tonalite Rf-78 (b).

White circles designate positions of measurement points; numbers indicate measurements in table 1.

180–450 мкм по длинной оси и от 70 до 220 мкм в поперечнике и их обломками (рис. 10а), в виде исключения встречаются субидiomорфные и ксеноморфные зерна. Форма кристаллов призматическая (обычно короткопризматическая), реже – дипирамидальная. Катодолуминесцентные изображения зерен показывают, что они, как правило, неоднородны по строению (рис. 10а). В составе большей части изученных кристаллов преобладает разновидность с тонкой ритмичной зональностью, характерной для цирконов магматического генезиса. Циркон этого типа имеет отчетливые следы растворения и обрастания новой генерацией этого минерала, в результате чего зерна приобретают наблюдаемые идиоморфные очертания. Новообразованная генерация циркона отличается от преобладающей разновидности пониженным содержанием урана, поэтому хорошо выделяется на катодолуминесцентных снимках более светлой окраской. Циркон этой генерации также обычно имеет зональное строение. Кроме того, центральные части некоторых зерен сложены богатой ураном незональной разновидностью (зерно 2 на рис. 10а), в редких случаях она составляет большую часть зерна (зерно 3 на рис. 10а). Результаты анализа изотопной системы цирконов приведены в табл. 1.

На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (рис. 10б) полученные значения попадают на конкордию, образуя два отчетливо обособляющиеся возрастных кластера. Более древний включает 3 анализа, которые получены по центральным частям зерен преобладающей разновидности циркона с тонкой ритмичной зональностью (ан. 1.1, 4.1 и 5.1 на рис. 10б и в табл. 1). Конкордантный возраст, вычисленный по этой группе анализов, составляет 433.7 ± 6 млн лет при вероятности конкордантности, равной 0.90, и величине СКВО – 0.015.

Более молодому возрастному кластеру принадлежит большая часть (восемь из одиннадцати) анализов. Средний возраст по цирконам этой группы составляет 396.6 ± 3.6 млн лет при вероятности конкордантности, равной 0.98, и величине СКВО – 0.00038. Преобладающее количество анализов, входящих в состав этого кластера, относится к той же ритмично-зональной разновидности циркона магматического облика, но получены не по центральным частям кристаллов, а в зонах, занимающих промежуточное положение между центром и краем зерен. Кроме того, в эту возрастную группу попал анализ богатой ураном незональной разновидности из участка, близкого к краю зерна (ан. 3.1 на рис. 10а и в табл. 1). Для интерпретации полученных данных принципиально важным является то, что к этому же возрастному кластеру относятся два анализа, полученных по внешним зонам (каймам), сложенным отчетливо более поздней, относительно бедной ураном генерацией циркона (ан. 2.2 и 4.3 на рис. 10а и в табл. 1).

Таблица 5. Результаты изотопного датирования пород рефтинского комплекса**Table 5.** The results of the isotopic dating of the rocks of the Reft gabbro-diorite-tonalite complex

Порода	Номера проб	Метод датирования	Возраст, млн лет	Источник
амфиболовые габбро	К 934	LA-ICP-MS	435 ± 8	[8]
		U-Pb-SIMS, NORDSIM	423 ± 6	[9]
	Рф-23	Sm-Nd	409 ± 30	новые данные
		U-Pb-SIMS, SHRIMP-II	414.3 ± 5.3	новые данные
	Рф-77	U-Pb-SIMS, SHRIMP-II	404.5 ± 3.0	новые данные
диорит тоналиты		U-Pb-ID-TIMS	400 ± 4; 380–385	новые данные
		Sm-Nd	433 ± 26	новые данные
	К-933	LA-ICP-MS	430	[2, 8]
	933, 937, 939	Rb-Sr	393 ± 57	[5]
	Среднее значение по нескольким пробам тоналитов	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (метод Кобера)	422 ± 19	[2, 8]
	К-932	LA-ICP-MS	407	[2]
	Рф-XVII	U-Pb-SIMS, SHRIMP-II	430 ± 7; 405 ± 5 293 ± 4	новые данные
плаггиогранит		Sm-Nd	241 ± 20	новые данные
	РФ-XIX	U-Pb-ID-TIMS	787 ± 4; 581 ± 1; 373 ± 10; 256 ± 7	новые данные
	Рф-78	U-Pb-SIMS, SHRIMP-II	433.7 ± 6.0 396.6 ± 3.6	новые данные
	К-935	LA-ICP-MS	422 ± 6	[8]
		U-Pb-SIMS, NORDSIM	422 ± 6	[9, 10]
среднее значение возраста по габбро и гранитоидам		U-Pb-SIMS, NORDSIM	422 ± 5	[3]

Таким образом, полученные данные показали, что циркон преобладающей в этой пробе ритмично зональной разновидности характеризуется изотопной неоднородностью. Значительная его часть по изотопному возрасту аналогична поздней генерации этого минерала, слагающей внешнюю зону кристаллов. Более древний возраст установлен только в центральных частях зерен.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Результаты всех изотопно-геохронологических исследований, выполненных к настоящему времени по породам рефтинского комплекса, сведены в табл. 5. Полученные значения изотопного возраста очень сильно варьируют, охватывая значительный промежуток времени от 787 до 241 млн лет, однако анализ этих данных позволил выделить несколько единых для всего массива дискретных возрастных рубежей, которые фиксируются разными изотопными методами в различных по составу породах (рис. 11).

Наиболее древний возрастной рубеж, выделяемый на основе полученных данных, соответствует интервалу времени 435–430 млн лет. Этот возраст был установлен Sm-Nd методом в габбро пробы РФ-77 и U-Pb-SIMS-методом по циркону из проб тоналитов РФ-XVII и РФ-78. Кроме того, ранее аналогичный возраст был получен по циркону из габбро и диорита LA-ICP-MS-методом [2, 8]. В предыдущем разделе было показано, что в пробах с гетерогенными по изотопным характери-

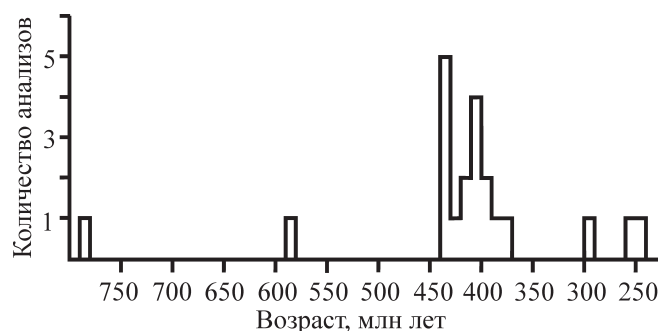


Рис. 11. Гистограмма распределения изотопных возрастов, полученных по породам рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса (с учетом результатов выполненных ранее исследований В.С. Попова, А.А. Краснобаева и Г.Б. Ферштатера).

Fig. 11. The histogram of the distribution of isotopic ages of the Reft complex rocks (including the results of previous investigations of V.S. Popov, A.A. Krasnobayev and G.B. Fershtater).

стикам цирконами возраст 435–430 млн лет получен по ритмично-зональной разновидности циркона магматического облика из центральных, т.е. наиболее хорошо сохранившихся частей зерен. Совпадение U-Pb-возрастов, полученных по циркону, с результатами Sm-Nd-датирования габбро позволяет достаточно уверенно отождествлять возрастной интервал 435–430 млн лет со временем кристаллизации из магматического расплава пород изуча-

емого комплекса. Таким образом, согласно полученным данным, формирование рефтинского комплекса было связано с силурийским этапом магматизма и протекало синхронно (или очень близко по времени) с образованием сходных по химическому составу вулканических пород белоярского риолит-базальтового комплекса.

Ранее А.А. Краснобаев и Г.Б. Ферштатер в результате усреднения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов, полученных по цирконам рефтинского комплекса методом Кобера, а также единичных определений возраста U-Pb-LA-ICP-MS и U-Pb-SIMS методами пришли к заключению, что возраст этих пород составляет 423–422 млн лет [2, 8–10]. При этом полученные ими методом лазерной абляции более древние значения возраста (435 и 430 млн лет) не обсуждались. Полученные авторами настоящей работы данные показывают, что именно они соответствуют времени образования пород. Наличие цирконов с возрастами 423–422 млн лет в процессе проведенных нами исследований не подтвердилось. Скорее всего, эти значения являются результатом нарушения изотопной системы магматических цирконов с возрастом 435–430 млн лет. Этим же, по всей вероятности, объясняется возраст 414 ± 5.3 млн лет, полученный нами U-Pb-SIMS методом по цирконам пробы Рф-23.

Следующий возрастной рубеж, отчетливо фиксируемый в изученных породах – 405–380 млн лет. В этот возрастной интервал попадает U-Pb возраст цирконов пробы Рф-77, определенный двумя методами (SIMS и ID-TIMS), U-Pb-SIMS возраст цирконов из тоналитов проб Рф-XVII и Рф-78 и Rb-Sr-возраст, полученный ранее по трем валовым пробам плагиоклазовых гранитоидов второй интрузивной фазы [5]. Близкий возраст 407 млн лет был получен также LA-ICP-MS-методом по цирконам из тоналита пробы К-932 [2].

По составу, морфологии и характеру внутреннего строения зерен циркон этого возраста совершенно аналогичен охарактеризованному выше циркону магматического генезиса. При U-Pb-SIMS датировании были обнаружены зерна, сложенные одной и той же ритмично-зональной генерацией циркона, в центральных частях которых получен возраст 435–430 млн лет, а во внешних – около 400 млн лет (пробы Рф-78 и Рф-XVII). Кроме того, иногда (хотя и достаточно редко) зерна циркона этого возраста имеют кайму, сложенную цирконом отчетливо более поздней генерации, но с тем же изотопным возрастом (см. характеристику пробы Рф-78, ан. 2.2 и 4.3). Отмеченные особенности, по-видимому, могут быть объяснены только тем, что цирконы рассматриваемого возраста представляют собой зерна, возникшие в процессе кристаллизации магматического расплава, однако позднее их U-Pb-изотопная система подверглась перестройке, протекавшей одновременно с образованием более поздней генерации этого минерала.

Возрастной интервал от 405 до 380 млн лет, фиксируемый цирконами рассматриваемого типа, точно соответствует крупному эпизоду эндогенной активности – времени существования в пределах Восточной зоны Среднего Урала девонской островной дуги. В связи с этим, образование цирконов такого возраста легко объяснимо термальным воздействием на породы рефтинского комплекса аномального теплового потока над зоной субдукции этой структуры.

Еще один возрастной рубеж, выявленный в породах рефтинского комплекса, охватывает промежуток времени от 293 до 241 млн лет. Его выделение основано на результатах U-Pb-SIMS-анализа цирконов из тоналита пробы Рф-XVII, а также Sm-Nd датирования пробы тоналита Рф-XIX и U-Pb-ID-TIMS возрасте выделенного из него циркона. Циркон этой возрастной группы представлен отчетливо поздней, богатой ураном и торием генерацией, слагающей каймы вокруг зерен ритмично-зонального циркона преобладающего типа (ан. 4.1, 6.1, 8.1, 9.1, 10.1 в пробе Рф-XVII), реже, – самостоятельные зерна (анализ 4 в пробе Рф-XIX). Изотопные возраста, относящиеся к этому временному интервалу, получены по пробам, которые отличаются повышенной степенью зеленокаменного метаморфизма пород. Типичные для процессов зеленокаменного перерождения минералы (хлорит и гематит) обнаружены и в виде включений внутри циркона этого возраста (проба Рф-XVII). Перечисленные особенности свидетельствуют о метаморфическом генезисе циркона этой возрастной генерации. В истории геологического развития Урала время образования циркона этой возрастной группы соответствует стадиям континентальной коллизии и постколлизии растязжения, что позволяет считать его результатом обусловленного этими процессами термального воздействия на породы рефтинского комплекса.

Трем охарактеризованным выше временным интервалам соответствует абсолютное большинство возрастов, полученных всеми использовавшимися изотопными методами. Наличие отдельных значений возраста, попадающих в промежутки между ними (проба Рф-23 – 414.3 ± 5.3 , а также проба К-932 – 407 млн лет [2], проба К-934 – 423 ± 6 млн лет [9] и проба К-935 – 422 ± 6 млн лет [8–10]), по-видимому, объясняются либо недостаточной точностью анализа, либо результатом неполной перестройки изотопной системы цирконов под влиянием наложенных термальных воздействий. Проведенное выше сопоставление результатов датирования и времени основных этапов эндогенной активности в истории Восточной зоны Среднего Урала показывает, что все главные возрастные рубежи, выявленные в породах рефтинского комплекса, получают адекватное объяснение.

Наряду с резко преобладающими цирконами трех главных возрастных групп в тоналите второй

интрузивной фазы были обнаружены также единичные зерна с более древними, по сравнению со временем образования пород, возрастами – 787 ± 4 и 581 ± 1 млн лет (проба РФ-ХІХ, анализы 1 и 2), которые отличаются отсутствием характерной для магматических цирконов ритмичной зональности. Однозначно установить природу этих зерен пока не представляется возможным. С равной степенью вероятности может быть предложено два варианта их происхождения. Первый – зерна циркона с древними возрастами представляют собой реликты магнообразующего субстрата, попавшие в расплав на уровне его генерации. Второй – зерна древнего циркона были захвачены магматическим расплавом из боковых пород в процессе его перемещения от места генерации в верхние горизонты коры. В любом случае, присутствие древнего циркона в изученных породах является свидетельством того, что к моменту формирования рефтинского комплекса рассматриваемая часть Урала обладала кристаллической корой с возрастом, не моложе неопротерозойского.

ВЫВОДЫ

В результате проведения комплекса изотопно-геохронологических исследований, в истории становления пород рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса выделено три возрастных рубежа, которые фиксируются несколькими изотопными методами в разных по составу породах. Наиболее древний из них – 435–430 млн лет соответствует времени образования пород, два последующих – 405–380 и 293–241 млн лет отражают наложенные термальные воздействия, обусловленные активностью девонской островной дуги, коллизии и постколлизийными процессами.

Наряду с резко преобладающими цирконами трех главных возрастных групп в тоналите второй интрузивной фазы присутствуют также единичные зерна реститовой или ксеногенной природы с возрастами 787 ± 4 и 581 ± 1 млн лет. Присутствие древнего циркона в изученных породах является свидетельством того, что к моменту формирования рефтинского комплекса рассматриваемая часть Урала обладала кристаллической корой с возрастом не моложе неопротерозойского.

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 12-П-5-1017.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баянова Т.Б., Корфу Ф., Тодт В., Поллер У., Левкович Н.В., Апанасевич Е.А., Жавков В.А. Гетерогенность стандартов 91500 и TEMORA-1 для U-Pb датирования единичных цирконов // Тез. докл. XVIII Симп. по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова. М.: ГЕОХИ РАН, 2007. С. 42–43.
2. 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 ультрамафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей: мат-лы Междунар. научн. конф. X Чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 211–216.
3. 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.
4. Лобова Е.В. Силурийский интрузивный магматизм Восточной зоны Среднего Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: Национальный минерально-сырьевой ун-т "Горный", 2013. 20 с.
5. 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.
6. Смирнов В.Н. Габбро-гранитоидные серии Восточной зоны Урала // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259, № 6. С. 1453–1457.
7. Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б., Иванов К.С. Схема тектоно-магматического районирования территории восточного склона Среднего Урала // Литосфера. 2003. № 2. С. 45–56.
8. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. и др. Эволюция палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала // Литосфера. 2005. № 3. С. 57–72.
9. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. Геодинамические обстановки и история палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала (по результатам датирования цирконов) // Геотектоника. 2007. № 6. С. 52–77.
10. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П. Геохимия циркона из магматических и метаморфических пород Урала // Литосфера. 2012. № 4. С. 13–29.
11. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии / Г.Б. Ферштатер, Л.В. Малахова, Н.С. Бородин и др. М.: Наука, 1984. 263 с.
12. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. TEMORA-1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.
13. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crystal evolution // Earth Plan. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
14. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Plan. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
15. Kober B. Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations on single zircons using a double filament thermal ionization source // Contr. Miner. Petrol. 1986. V. 93. P. 482–490.
16. Kober B. Single-zircons evaporation combined with Pb^+

- emitter-bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology // *Contr. Miner. Petrol.* 1987. V. 96. P. 63–71.
17. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal dissolution of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // *Geochim Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. P. 485–494.
 18. Ludwig K.R. ISOPLOT: A plotting and regression program for radiogenic-isotope data, version 2.56 // Openfile report 91–445. US Geol. Surv. 1991. 40 p.
 19. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex: A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 2.05 // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 1999. № 1a.
 20. Ludwig K.R. SQUID 1.13a: A User's Manual: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Production № 2. Berkeley, 2005. 19 p.
 21. Ludwig K.R. Users Manual for ISOPLOT/Ex 3.41c: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication № 4. Berkeley, 2005. 70 p.
 22. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Plan. Sci. Lett.* 1975. V. 26, № 1. P. 207–221.
 23. Steiger R.H., Jäger E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // *Earth Plan. Sci. Lett.* 1977. V. 36, № 3. P. 359–362.
 24. Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards Newsletter.* 1995. V. 19. P. 1–23.
 25. Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe / M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley (Eds.). Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Reviews in Economic Geology.* 1998. V. 7. P. 1–35.

Рецензент А.А. Краснобаев

The results of isotopic dating of the rocks of Reft gabbro-diorite-tonalities complex, Eastern zone of the Middle Ural

V. N. Smirnov*, E. V. Nastavko*, K. S. Ivanov*, T. B. Bayanova**, N. V. Rodionov***, P. A. Serov**

*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

**Geological Institute, Kola Science Centre of RAS

***Russian Geological Research Institute

Using a complex of isotopic (Sm-Nd, U-Pb-SIMS и U-Pb-ID-TIMS) methods were established three age boundaries in the rocks of Reft gabbro-diorite-tonalites complex (Eastern zone of the Middle Ural). The most ancient of them (435–430 Ma) corresponds to the time of the rock generation, the following two (405–380 и 293–241 Ma) reflect late thermal influences of Devonian island arc activity, collision and postcollision processes. Together with predominant zircons of the three main age groups were discovered several single relict or xenogenic zircon grains with the ages 787 ± 4 and 581 ± 1 Ma. The presence of the grains of ancient zircon in studied rocks shows that at the time of their formation this part of Urals had a crystalline crust with the age not younger than Neoproterozoic.

Key words: *Urals, gabbros, tonalites, isotopic dating.*