

СОСТАВ, ЦИРКОНЫ И ЦИРКОНОВАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ МЕТАМОРФИТОВ УФАЛЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА

А. А. Краснобаев, А. И. Русин, С. В. Бушарина, Н. В. Чередниченко, В. А. Давыдов

Уфалейский комплекс (УК) был выделен Г.А. Кейльманом к западу от Тараташского блока на месте предполагавшейся гранитной интрузии и в дальнейшем стал рассматриваться в качестве генотипа дорифейских “гнейсовых ядер” в модели “окаймленных куполов” [2]. Однообразный метабазитовый состав пород комплекса допускал лишь условное подразделение его на две “подсветы”: егустинскую, сложенную плагиоклазовыми амфиболитами и распространенную на большей части уфалейского блока, и слюдяногорскую, протягивающуюся в виде субмеридиональной полосы на востоке и содержащую кроме амфиболитов “интенсивно гранитизированные” слюдяно-кварцевые сланцы и прослой кварцитов. Подчеркивались специфичность восточного обрамления УК, неопределенность взаимоотношений слюдяногорской “подсветы” как с залегающей ниже егустинской “подсветой”, так и с перекрывающими ее гранат-слюдяно-кварцевыми и графитсодержащими слюдяно-кварцевыми сланцами и кварцитами куртинской и шайтанской “свет”.

Большинство публикаций, посвященных геологии и метаморфизму уфалейского комплекса основываются, главным образом, на материалах по восточной и юго-восточной его части, где в действительности обнажается мощная зона высокобарических пород (“Куртинско-Слюдяногорская”), отделяющая собственно уфалейский метабазитовый блок от формаций палеоокеанического сектора [4]. Она характеризуется сложным строением, интенсивно проявленными процессами хрупко-пластичной деформации и метасоматическими преобразованиями в условиях высокого флюидного давления (до 10 кбар). Эти условия наиболее благоприятны для формирования крупных жильных месторождений гранулированного кварца, отсутствующих на площади распространения пород егустинской “подсветы”. В современной интерпретации эта зона характеризуется как куртинский эклогит-сланцевый комплекс [5]. Принятое во многих публикациях описание его под единым названием с уфалейским метабазитовым блоком и рассмотрение этих разнотипных образований как составных частей одного “уфалейского комплекса” является недоразумением.

По совокупности признаков УК представляет собой “чужеродный” вмещающим рифейским и палеозойским формациям, однородно метаморфизованный ($P = 6–6.5$ кбар и $T = 600–650^{\circ}C$) метабазито-

вый блок с тектоническими контактами, представленными разнотемпературными бластомилонитами. Линейные зоны бластомилонитов присутствуют и внутри блока, не выходя за его пределы, что характерно для дорифейских комплексов. Плохая обнаженность и слабая изученность УК не позволяют определенно говорить о его северной границе и внутренней структуре, вследствие чего альтернативные точки зрения о брахиформном (купольном) строении [2] либо моноклиналином восточном падении толщ [1] представляют лишь историческую ценность. Нет также никаких объективных свидетельств о многократном диапироидном перемещении уфалейского блока и термальном воздействии его на вмещающие комплексы. Изоградные поверхности зонально метаморфизованных рифейских толщ (златоустовский, кувашский комплексы) срезаются западным контактом, а не окаймляют метабазитовый блок. В восточном экзоконтакте проявлен не зональный, а высокобарический эклогит-сланцевый метаморфизм, связанный с коллизионными событиями.

Кремнекислые породы в УК развиты неравномерно и представлены преимущественно разнообразными дайками и жилами гранитоидов, гнейсогранитов и пегматитов, количество которых в общем объеме амфиболитового блока не превышает первых процентов. Такой вывод был сделан нами на основе изучения непрерывного широтного разреза, вскрытого трассой водовода Уфа–Аргизи. Наличие же согласных и кососекущих жил гнейсогранитов с пегматоидными шширами позволяет предполагать, что именно такие породы послужили основанием для заключения о бимодальности вулканогенного субстрата [2].

По текстурно-структурным особенностям амфиболсодержащие породы уфалейского комплекса достаточно разнообразны. Они представлены часто мелко- и среднезернистыми разновидностями с четкой кристаллизационной сланцеватостью. Иногда они содержат будинообразные тела крупнозернистых массивных “габбро-амфиболитов”. Встречаются породы с пятнистой и линзовидно-полосчатой текстурой, в лейкократовых обособлениях которых заметно увеличение содержания плагиоклаза, а иногда граната и биотита. Именно такие породы часто описывались как интенсивно гранитизированные и мигматизированные, что как будто бы указывало на правомерность использования определения

Таблица 1. Состав пород уфалейского комплекса

	К-975	К-1006	К-1548		К-975	К-1006	К-1548
SiO ₂	56.41	74.11	56.94	Mo	1.232	0.451	1.270
TiO ₂	1.625	0.338	1.872	Ag	0.821	0.791	0.514
Al ₂ O ₃	13.76	13.23	13.09	Cd	0.198	0.037	0.117
Fe ₂ O ₃	10.14	2.62	10.82	Sn	2.957	3.062	2.739
FeO			6.48	Sb	0.086	0.143	0.111
MnO	0.152	0.067	0.158	Te	0.026	0.003	0.003
CaO	7.89	1.09	6.65	Cs	0.317	1.320	0.523
MgO	4.07	0.96	4.1	Ba	270.243	513.483	251.968
Na ₂ O	2.7	5.41	3.69	La	54.253	109.443	48.773
K ₂ O	2.18	1.21	1.36	Ce	83.474	247.359	100.036
P ₂ O ₅	0.27	0.06	0.34	Pr	13.141	24.920	11.380
П.п.п.	0.7	0.6	0.34	Nd	47.835	78.616	44.063
Сумма	99.96	99.71	100.31	Sm	9.861	14.006	8.628
Li	6.399	22.714	10.104	Eu	1.898	0.939	2.113
Be	2.013	3.069	2.346	Gd	8.302	10.154	7.252
Sc	17.078	1.538	17.242	Tb	1.252	1.549	1.116
Ti	8721.984	1148.741	10757.471	Dy	7.502	9.470	7.003
V	190.061	11.011	145.901	Ho	1.377	1.754	1.338
Cr	123.145	6.231	112.029	Er	3.572	4.709	3.643
Mn	895.797	306.940	1165.096	Tm	0.501	0.641	0.510
Co	25.627	2.468	21.804	Yb	3.170	4.103	3.273
Ni	40.190	2.666	34.506	Lu	0.455	0.564	0.490
Cu	24.707	5.788	30.353	Hf	1.274	2.556	0.772
Zn	35.03	60.908	20.589	Ta	1.843	1.601	2.867
Ga	22.195	26.588	19.407	W	0.222	0.678	0.521
Ge	1.394	1.193	1.253	Tl	0.371	0.930	1.046
Rb	43.254	209.429	24.903	Pb	5.998	29.096	6.625
Sr	264.535	58.813	319.476	Bi	0.118	0.090	0.068
Y	40.673	52.147	29.937	Th	4.945	31.702	8.036
Zr	35.03	60.908	20.589	U	1.805	2.564	2.006
Nb	35.950	37.724	29.203				

Примечание. Породообразующие окислы – мас. %, элементы – г/т.

“гнейсово-мигматитовый” комплекс. Наши наблюдения показывают, что плагиомигматизация аркального типа, характерная для зон ультраметаморфизма, в уфалейском метабазитовом блоке проявлена очень слабо, а гнейсы практически отсутствуют. Иногда создается впечатление, что в массивных мелкозернистых амфиболитах сохраняется диабазовая структура, но микроскопическое изучение выявляет лишь гранобластовые структуры.

За исключением нескольких современных датировок гранитоидов возрастная информация по УК практически отсутствует или представлена крайне устаревшими данными, которые лишь мешают продвижению новых взглядов. Это касается и пресловутых, не имеющих отношения к уфалейскому комплексу, данных о возрасте иттроэпидота из перматитовой жилы, прорывающей слюдяные сланцы куртинского комплекса в районе пос. Слюдорудник (возраст по $Pb^{207}/Pb^{206} = 1470$ или 1200 млн. лет, по $Pb^{207}/U^{238} = 280$ и 295 млн. лет, по $Pb^{207}/U^{235} = 400$ и 415 млн. лет, по $Pb^{208}/Th^{232} = 505$ и 460 млн. лет – сохраняется вопрос: что выбрать, почему?) и многократное использование гистограммы 1974 г. Г.А. Кейльмана, охватывающей диапазон 224–1290

млн. лет, отражающей распределение цифрового (аналитического) материала, но не геологические события. Иными словами, любая вновь полученная цифра без надлежащего геологического обоснования “подтвердит” правомочность гистограммы. Справедливости ради следует отметить, что Г.А. Кейльман предупреждал о возможном омоложении истинных возрастных данных, о некотором метаморфическом или метасоматическом изменении образцов, то есть о “незамкнутости” изотопных систем в различных физико-химических условиях. Без учета этих практически всегда существующих параметров любой возрастной системы и, в первую очередь К-Аг, характеризующейся низкими температурами блокирования, перевод цифрового материала в геологически постулированное событие следует считать некорректным. А дорифейский возраст УК вообще основывается на косвенных соображениях (особенности состава пород, однородный метаморфизм, соотношения с вмещающими комплексами и др.). Совокупность всех признаков не позволяет сопоставлять его с каким-либо из уральских комплексов. Комплексы подобного типа известны в протерозойских подвижных поясах,

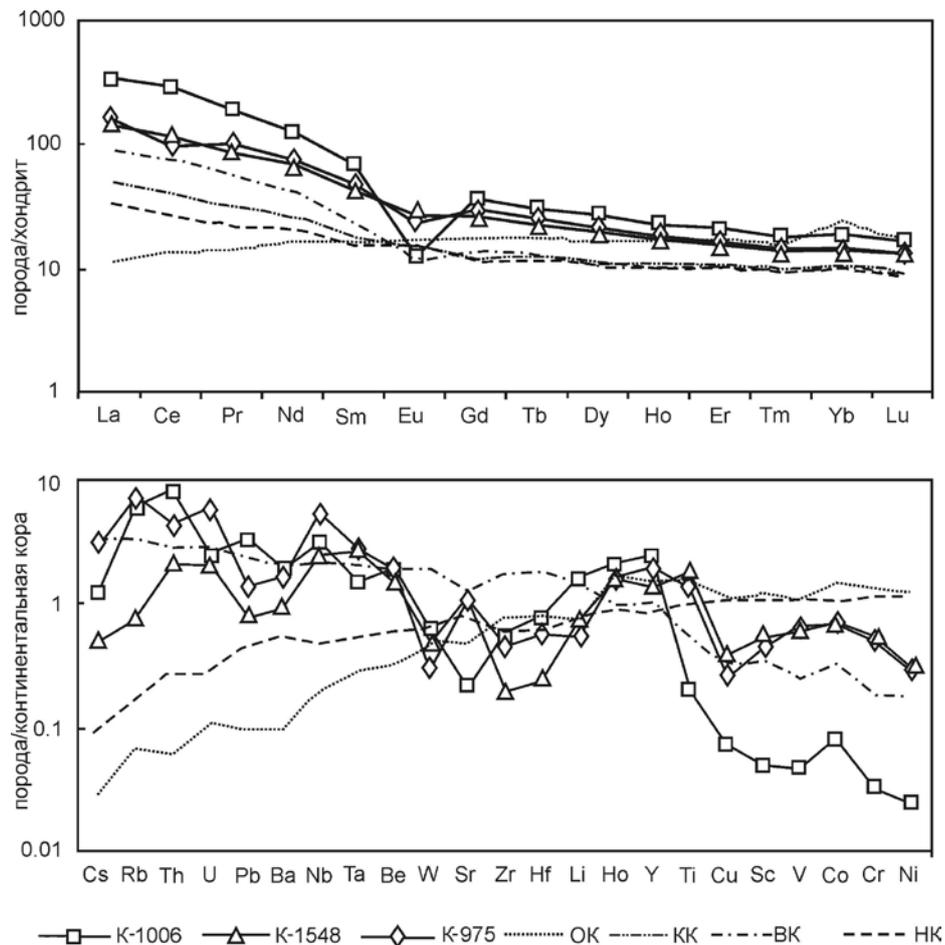


Рис. 1. Спайдер-диаграммы распределения редкоземельных и редких элементов в породах уфалейского комплекса.

К-1548 – мигматизированный плагиоамфиболит, К-1006 – биотит-амфиболитовый гнейсо-гранит, К-975 – амфиболит, ОК – океаническая кора, КК – континентальная кора, ВК – верхняя кора, НК – нижняя кора [6].

но корректная корреляция уфалейского комплекса с каким-то из поясов без радиологических данных вряд ли возможна.

Проведены возрастные исследования цирконов из 3 проб, представляющих различные участки УК: пр. 1006 – биотит-мусковитовый гнейсо-гранит, 2 км к югу от Беркутинских копей; пр. 1548 – мигматизированный плагиоамфиболит центральной части массива, район насосной станции, и пр. 975 – биотитовый амфиболит, истоки р. Черная, 8-я лесокандинская.

Составы пород представлены в табл. 1, спектры распределения РЗЭ и РЭ – на рис. 1 и 2. Заметно сходство составов амфиболитов и существенное отличие от них гнейсогранитов, заметное обогащение их РЗЭ, особенно легкими при довольно четкой отрицательной европиевой аномалии. На спектрограмме РЭ, в ее левой части, все три пробы демонстрируют близость к верхнекоровой субстанции (минимальную, кстати, пр. 1548). А в правой – особенно негативное отношение к коровому материалу проявляют гнейсограниты 1006, лишенные

практически Ti, Sc, V, Co, Cr и Ni, отражая тем самым свою сугубо “кислую” природу (связь с кислым субстратом). Судя по ранее проведенным работам [7], исследованные нами пробы близки описанному гнейсо-гранитам и амфиболитам УК.

ЦИРКОНЫ

Пр. 1548. По морфологическим признакам (рис. 2а) цирконы представляют весьма гетерогенное сообщество, объединяющим фактором которых является прозрачность, практически полное отсутствие окраски, сильный блеск. Буроватые, затронутые метасоматическими изменениями различия встречаются как единичные кристаллы, не влияя на общую оценку. Коррозионной обработке и дроблению подверглись многие кристаллы. Последовательность зерен 1–3 (рис. 2а) иллюстрирует влияние растворения на облик кристаллов, кристалл 4 – представляет метасоматически измененное зерно с незначительными проявлениями регенерации в виде мелких округлых выростов. Кристаллы

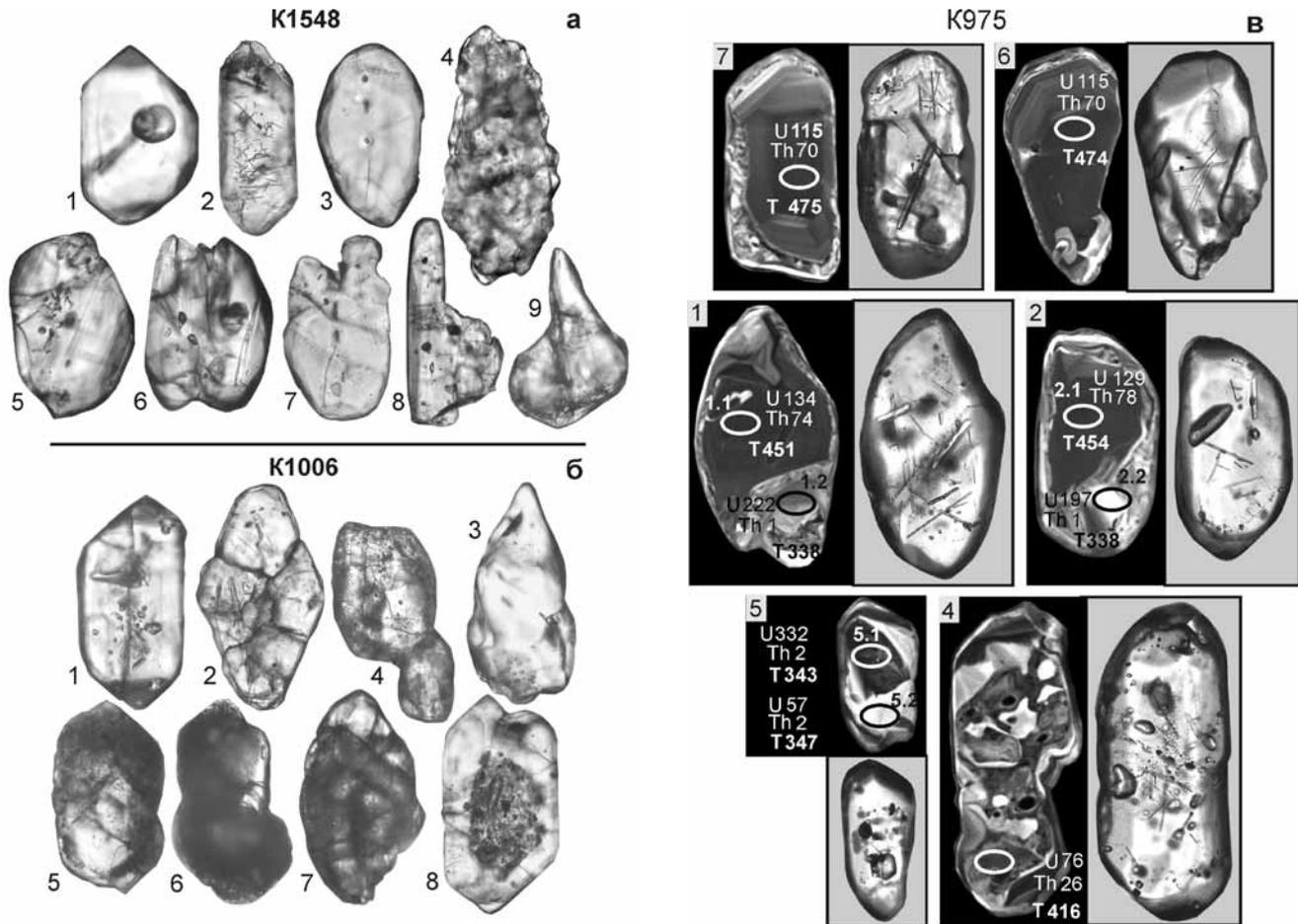


Рис. 2. Микроморфологические особенности строения цирконов из пород уфалейского комплекса.

а, б – проходящий свет; в – данные CL и BSE. Увеличение – 60–90. Цифры соответствуют табличным номерам кристаллов, точкам анализов, содержаниям U и Th (ppm) и возраст по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

5–6 представляют фрагменты раздробленных кристаллов, а кристаллы 7–9 – подобные фрагменты, но сохранившие удлинение (“заноэистые”) “отщепления”, претерпевшие нивелирующую (округляющую) поверхностную коррозию. Естественно, что процессы абразивного сглаживания резких границ кристаллов (например, 3) для цирконов данной пробы исключены.

Для возрастных исследований отбирались наиболее чистые и хорошо сохранившиеся кристаллы, хотя полностью исключить участия метасоматически измененных разновидностей практически невозможно.

Пр. 1006. Цирконы этой пробы во многом сопоставимы с цирконами предыдущей: обладают достаточно высоким идиоморфизмом, прозрачны, подвергались дроблению и коррозии (рис. 2, 1–4). Более интенсивно проявлены процессы образования поздних генераций (рис. 2, 5–7), у некоторых зерен сохранились реликты ранних генераций (рис. 2, 8), что допускает участие более древнего материала (субстрата) при формировании данных амфиболитов. Как и в случае с пробой 1548 – для возраста старались отбирать наиболее совершенные и однородные кристаллы, оставляя вопрос о более ранних (8) и измененных (3–7) с исключенными из анализа зернами.

Изотопные определения возраста цирконов обеих проб проводились с использованием традиционных методов [3, 7, 8]. Аналитические и графические данные приведены в табл. 2 и на рис. 2а, б.

Пр. 975. По внешним признакам (морфология, прозрачность, блеск, отсутствие окраски) цирконы этой пробы сопоставимы с рассмотренными. В целом для них характерна округлость границ, следы дробления и коррозии, обилие первичных включений (изометричных, вероятно расплавных и удлиненных – игольчатых, которые могут принадлежать или апатитам или рутилам).

Оптические, CL и изотопные данные, полученные по известной методике [10] (рис. 2, табл. 3), дают представление об эволюции цирконов. Основным фактором преобразования цирконов обусловлен процессами замещения ранних генераций новообразованными, образующими различного рода оболочки (4, 5.2), извилистые зоны внедрения (1) или “пятнистые” структуры (4). Масштабы замещения от кристалла к кристаллу могут

Таблица 2. U-Pb возраст цирконов метаморфических пород Уфалейского комплекса

Проба	Фракция	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопный состав*			Изотопные отношения**		Возраст, млн. лет
			U	Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	
1006	1a	4.5	158.5	20.85	158.0	0.14945	0.38474	0.66317	0.08385	505 ± 10
	2a	7.7	482.5	41.63	1401.3	0.06789	0.11282	0.65538	0.08266	511 ± 5
	1б	6.3	237.5	23.48	448.4	0.09003	0.21880	0.64718	0.08152	514 ± 8
	2б	8.1	561.7	32.55	315.1	0.10381	0.24888	0.35707	0.04493	516 ± 12
1548	1a	4.9	217.5	21.55	431.8	0.09029	0.30053	0.59654	0.07651	474 ± 7
	1б	5.5	227.3	25.84	217.4	0.12363	0.43076	0.58531	0.07497	477 ± 8
	2a	6.8	428.3	34.84	750.9	0.075579	0.20378	0.55190	0.07099	468 ± 6
	2б	9.2	1413.9	15.21	35.8	0.45822	1.07320	0.01495	0.00233	22 ± 10

Примечание. * – измеренные величины, ** – исправленные на масс-фракционирование, холостой опыт и обыкновенный Pb по [9] на возраст 500 млн. лет. Фракции: а < 0.1 мм, б > 0.1 мм, 1 – немагнитная, 2 – магнитная.

Таблица 3. U-Pb возраст цирконов амфиболитов (пр. 975)

Анализ кратер	²⁰⁶ Pb _{св} , %	Содержание, ppm		²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U возраст, млн. лет (1)	Изотопные отношения (1)				
		U	Th			²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*, ± %	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*, ± %	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U, ± %	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U, ± %	
1.2	1.69	222	1	10.5	0.003	338.3 ± 5.6	18.56 ± 1.7	0.0579 ± 14	0.43 ± 14	0.05388 ± 1.7
5.1	1.50	332	2	15.9	0.005	343.7 ± 5.1	18.26 ± 1.5	0.0558 ± 11	0.421 ± 11	0.05477 ± 1.5
5.2	4.72	57	2	2.86	0.007	347.0 ± 14.0	18.08 ± 4.1	0.072 ± 40	0.55 ± 40	0.0553 ± 4.1
2.2	2.68	197	1	10.1	0.003	364.3 ± 7.4	17.20 ± 2.1	0.051 ± 24	0.41 ± 24	0.0581 ± 2.1
4	5.16	76	26	4.58	0.355	416 ± 13	15.02 ± 3.3	0.060 ± 38	0.55 ± 38	0.0666 ± 3.3
1.1	2.25	134	74	8.56	0.572	451.8 ± 8.5	13.78 ± 1.9	0.0551 ± 18	0.55 ± 18	0.0726 ± 1.9
2.1	2.24	129	78	8.29	0.624	453.9 ± 9.7	13.71 ± 2.2	0.060 ± 20	0.60 ± 20	0.0730 ± 2.2
7	2.26	141	89	9.19	0.651	461.1 ± 8.9	13.49 ± 2.0	0.057 ± 19	0.59 ± 19	0.0741 ± 2.0
6	1.99	115	70	7.72	0.625	474.6 ± 10	13.09 ± 2.2	0.062 ± 19	0.66 ± 19	0.0764 ± 2.2

Примечание. Погрешность ± 1σ, Pb_{св} и Pb* – общий и радиогенный свинец; погрешность калибровки – 0.59%; (1) – коррекция по ²⁰⁴Pb.

существенно варьироваться от незначительных периферийных (6, 7) или приуроченных к головкам кристаллов (1–2) до рассеянных (пятнистых) (4) или с полным замещением исходного материала (5). Геохимия процесса замещения – уникальная. Ранние генерации (фазы) (6–7–2.1–3.1–1.1; табл. 3, рис. 1в) характеризуются содержаниями U_{ср} = 129 ppm, Th_{ср} = 77 ppm и Th/U_{ср} = 0.61 при незначительных вариациях для отдельных кристаллов (сравнить например, 6 и 7). Новообразованные фазы (зоны замещения – 1.2, 2.2, 5.2) имеют U_{ср} = 158 ppm, Th_{ср} = 106 ppm и Th/U ~ 0.04. Кристалл 4 занимает при этом “промежуточное” положение как частично преобразованный, а у кристалла 5 – практически нацело замещена и ранняя генерация. На примере кристаллов 1 (1.1–1.2) и 2 (2.1–2.2) проявляется неординарная геохимическая трансформация цирконов: ранние фазы одновременно (!) теряют Th и обогащаются U, то есть эти радиоэлементы в такой ситуации проявляют антогонические свойства, хотя хорошо известно, что их общегеохимическое поведение как независимых элементов уверенно подчиняется прямым корреляционным взаимоотношениям. Приходится констатировать, что конкретная геохимическая обстановка, сопряженная с процессами цирконообразования, может вносить существенные коррективы в поведение радиоэлементов.

Вероятно, что все изменения составов цирконов проходили при участии метасоматических растворов, обогащенных U и стерильных относительно Th, при замещении “ториевых” мантийных (?) разновидностей “урановыми” коровыми.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Приуроченность Уфалейского блока к пассивной окраине Восточноевропейской платформы, преимущественно метабазитовый состав слагающих его пород, геохимические их особенности и однородный высокотемпературный метаморфизм умеренных давлений вводят ограничения в возможные варианты интерпретации геохронологических данных. Высказываемые иногда представления [7] о проявлении здесь надсубдукционных процессов, характерных для океанической литосферы, следует исключить, так как мы располагаем данными только о восточном падении зоны субдукции в Главной суре. Отсутствие в изученных цирконах свидетельств докембрийской субстанции сложно увязать с геологическими данными. Морфологические и геохимические особенности цирконов (рис. 2, табл. 2, 3) указывают на многоэтапность процессов их преобразования, поэтому вполне возможно, что при дальнейших исследова-

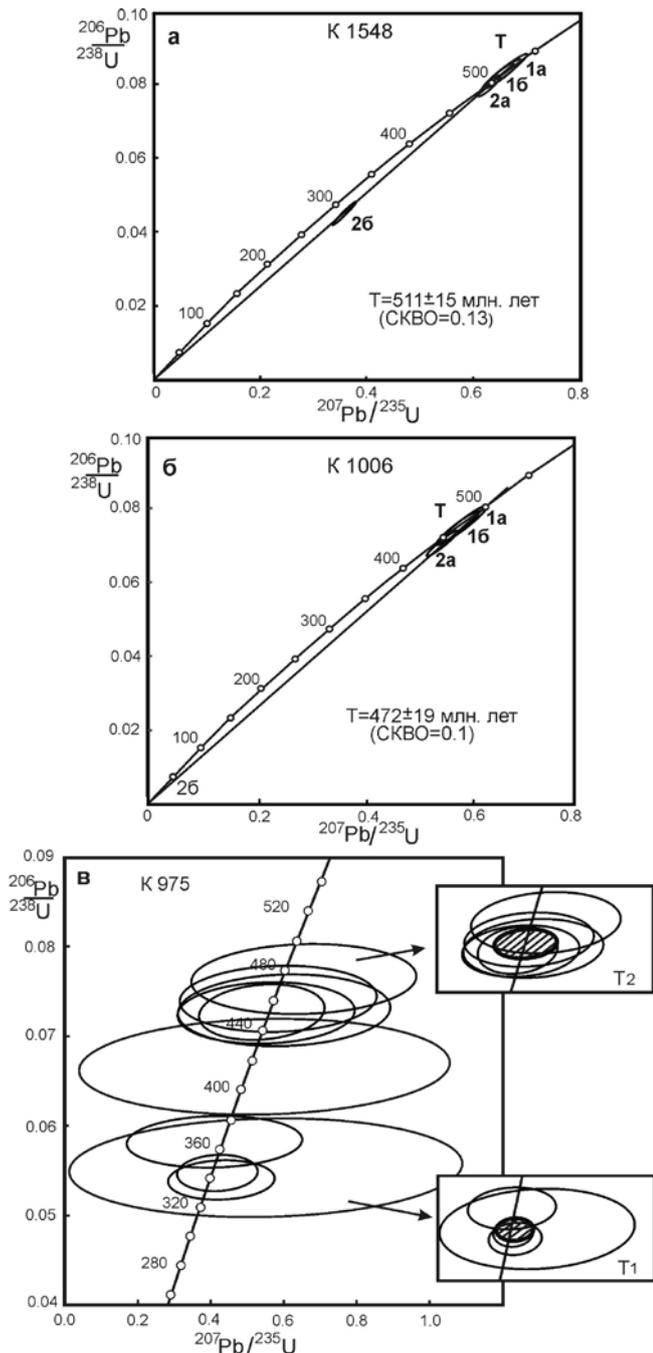


Рис. 3. U-Pb возраст цирконов из пород уфалейского комплекса.

$T_1 = 346 \pm 6.5$ млн. лет (СКВО = 0.44, вероятность – 0.51);
 $T_2 = 457.4 \pm 7.9$ млн. лет (СКВО = 0.0045, вероятность – 0.95).

ниях будут обнаружены и реликтовые докембрийские датировки.

Датировки пробы K-1548 – 511 ± 15 млн. лет и пробы K-1006 – 472 ± 19 млн. лет (рис. 3а, б, табл. 2) получены по близким к конкордантности цирконам, то есть эти возрастные рубежи соответствуют реальным процессам цирконообразования. Образование цирконов происходило в относительно сухих,

но высокобарических условиях, что не мешало росту кристаллов, но вызывало их хрупкое разрушение и коррозионную обработку поверхностей излома (сглаживание, как способ снижения поверхностной энергии). Хрупкие деформации могли происходить в обстановке литосферного растяжения только в кристаллических, уже метаморфизованных породах, и это можно трактовать как косвенное свидетельство более древнего возраста протолита.

Датировка пробы K-975 – $T_2 = 457.4 \pm 7.9$ млн. лет, (O^1_3) – это ранняя стадия развития уральской океанической структуры. Можно полагать, что разрыв плит не привел к прекращению эндогенной активности на пассивной окраине, но говорить определенно о материальных свидетельствах этих процессов достаточно сложно. В цирконах зафиксирована очень однородная субстанция с равномерным распределением радиоэлементов. Ее преобразование привело к появлению новой разновидности цирконов с $T_1 = 346 \pm 6.5$ млн. лет, (C^1_3), но основная специфика матрицы сохранилась, несмотря на участие метасоматических, обедненных Th и обогащенных U растворов, вызвавших изменения цирконов. Эти события происходили после столкновения девонской островной дуги с пассивной окраиной, вызвавшей укорачивание коры и увеличение ее мощности, что стало препятствием для поступления мантийных флюидов. Воздействие же внутрикорковых, обогащенных U растворов, вызвавших изменения в цирконах, в минеральных парагенезисах амфиболитов уфалейского комплекса не обнаруживается.

Исследования проведены при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 4 и Интеграционного проекта УрО РАН, выполняемого совместно с СО и ДВО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белковский А.И. Биотиты и вермикулиты уфалейского гнейсо-мигматитового комплекса (Средний Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1987. 59 с.
2. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
3. Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П.М. Цирконовая геохронология Мурзинского метаморфического комплекса (Средний Урал) // Докл. АН. 2005. Т. 404, № 3. С. 407–410.
4. Русин А.И. Блоки фундамента Русской платформы в зоне ее сочленения с Уралом // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1984. С. 43–49.
5. Русин А.И. Высокобарический метаморфизм Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 421–460.
6. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
7. Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С., Холоднов В.В. и др. Петрогеохимическое сопоставление гранитоидов

- Уфалейской зоны и Кувашско-Машакской рифтогенной структуры // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций складчатых областей. Мат-лы науч. конф. (X чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 414–419.
8. *Ludwig K.R.* User's Manual for ISOPLOT/Ex 3.22. Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2005. 71 p.
 9. *Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a twostage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 207–221.
 10. *Williams I.S.* U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe // *Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology.* 1998. V. 7. P. 1–35.