

## U-Pb ВОЗРАСТ ПОРОД И ОРУДЕНЕНИЯ БЕРЕЗОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

© 2012 г. С. В. Прибавкин, П. Монтеро\*, Ф. Беа\*, Г. Б. Ферштатер

### ВВЕДЕНИЕ

Датирование изотопными методами плутоногенных месторождений – метасоматитов и гидротермальных образований – сталкивается с рядом трудностей, так как K-Ag и Rb-Sr системы часто нарушаются в ходе последовательно меняющихся условий метасоматизма [1].

Цирконы нередко в гидротермально измененных Au-минерализованных породах и рассматриваются как цирконы собственно гидротермального происхождения. Эти цирконы, как полагают, кристаллизуются из водных растворов при относительно низких температурах, а не из магмы [28, 29, 34]. Хоскин и Шалтеггер [30] обобщили их текстурные характеристики и особенности состава и пришли к выводу, что они не являются окончательными. Гидротермальные цирконы могут быть зональными и незональными, обладать губчатой структурой, быть ксеноморфными или кристаллографически правильными. U-Pb система циркона может претерпевать значительные изменения вследствие растворения и переотложения, а интенсивность преобразований зависит от структурного состояния циркона. Максимальным изменениям подвержены метамиктные цирконы. Преобразование кристаллического циркона требует более высоких температур, а интенсивность преобразований зависит от степени дефектности кристаллической структуры [33].

В настоящее время имеются многочисленные данные по возрасту цирконов из пропицитов (фашия железо-кальций-магниевого метасоматоза), связанных с порфировыми месторождениями, в которых циркон, по-видимому, не испытывает преобразований и соответствует магматическому этапу становления рудно-магматической системы [28]. В то же время, цирконы из зон проявлений кислотного (алюмо-кремниевого) метасоматоза, приводящих к формированию березитов-лиственитов, изучены не достаточно.

В настоящей статье представлены данные изучения U-Pb изотопной системы цирконов, впервые полученные для магматических и метасоматических (березиты) пород Березовского золото-сульфидно-кварцевого месторождения.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ РУДНОГО ПОЛЯ

Березовское золоторудное месторождение расположено на Среднем Урале, в 12 км к С-В от г. Екатеринбург. Оно введено в эксплуатацию в 1748 г. и является первым месторождением коренного золота в России.

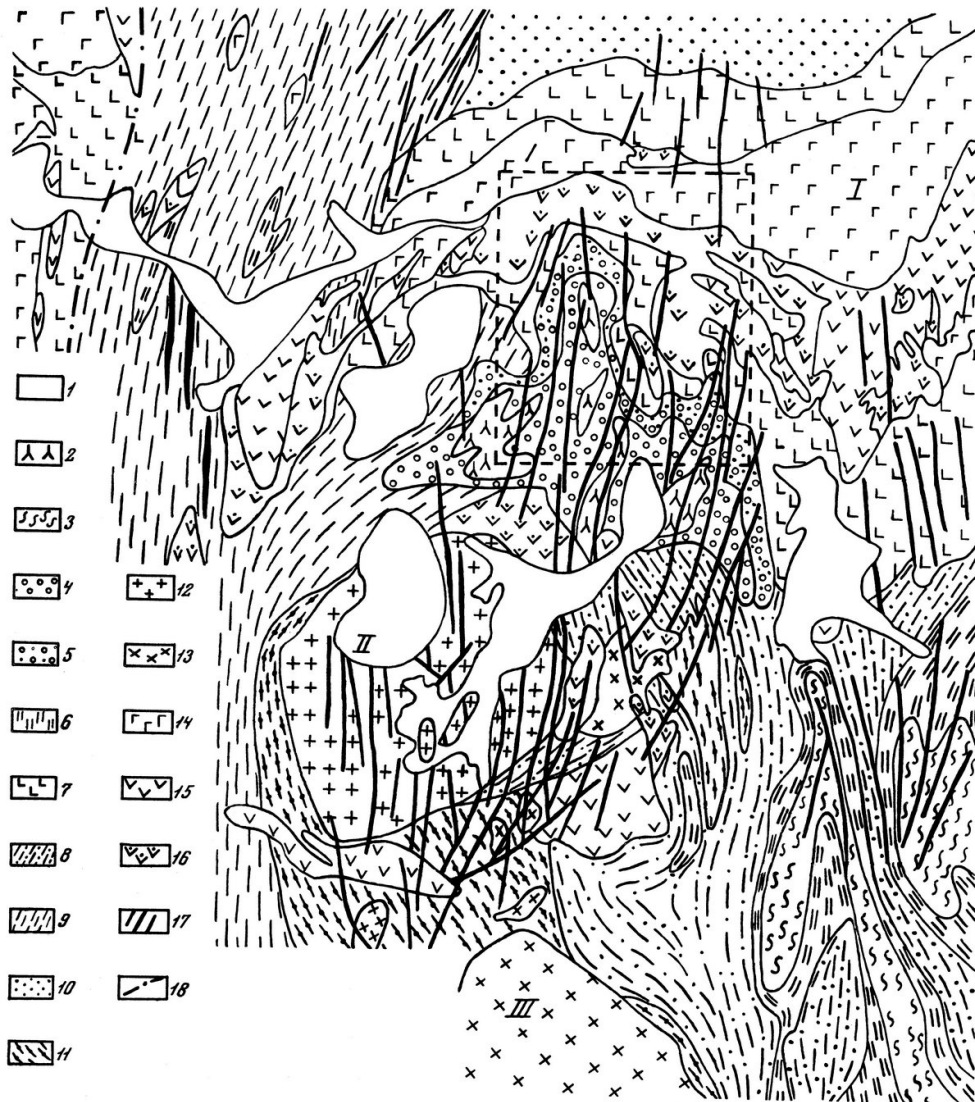
Месторождение входит в состав одноименного рудного поля (рис. 1), детально описанного Н.И. Бородаевским и М.Б. Бородаевской [4]. Оно расположено в окраинно-континентальном секторе Среднего Урала, который маркируется массивами габбро-тоналит-гранодиорит-гранитной (ГТГГ) серии каменноугольного возраста [22, 27].

Современные представления о геологическом строении Березовского рудного поля сложились на базе материалов, полученных Н.И. и М.Б. Бородаевскими, П.И. Кутюхиным, Б.В. Чесноковым, И.Т. Самарцевым, В.Н. Сазоновым, Н.Н. Котыбаевой, В.В. Бабенко, В.М. Алешиным, Х.Х. Лайпановым и многими другими исследователями.

Рудное поле слагают три структурно-вещественных комплекса: 1) океанический (O-S), представленный серпентинизированными гарцбургитами, габбро, примитивными высокотитанистыми диабазами, лавами, туффитами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми образованиями, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации; 2–3) окраинно-континентальный, представленный Шарташским гранитным массивом (2) и дайками гранитоид-порфиров (3).

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы с телами серпентинизированных гипербазитов в пределах месторождения полого падают на север под углами 20–30°, слагая большую часть рудного поля. Шарташский гранитный массив располагается в его южной части. Геологическое строение массива детально описано в работах М.Н. Чукашевой [25], Р.С. Куруленко [8], а его геоморфологические особенности – в работе О.В. Белавина [3]. Массив сложен несколькими интрузивными фазами гранитов (адамеллитов), каждая из которых сопровождается своей жильной серией – от лампрофиров до лейкогранитов и пегматитов. Массив плавно погружается на север под Березовское

\* Университет города Гранада (Испания).



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта Березовского рудного поля (по материалам П.И. Аландинского, Н.И. Бородаевского, М.Б. Бородаевской, В.М. Алешина, И.С. Биянова, Н.Д. Соболева и др.).

1 – четвертичные отложения; отложения  $S_2l_2-D_1$ : 2 – филлитовидные туфогенно-осадочные породы, 3 – туфогенные сланцы с прослоями туффитов; образования  $S_2l_1$ : 4 – туфы порфиритов с прослоями туфопесчаников и туфобрекчий, 5 – туфы диабазов, андезибазальтовых порфиритов, диабазы, 6 – сланцы кварц-серпичитовые, кварц-хлорит-серпичитовые с прослоями туффитов и кварцитов; образования  $S_1w$ : 7 – диабазы и порфириты андезитовые и андези-базальтовые, 8 – сланцы кварц-альбит-хлоритовые, алевролиты и углисто-кремнистые сланцы; образования  $S_1ln-w$ : 9 – сланцы эпидот-актинолитовые, эпидот-хлоритовые, участками порфириты, алевролиты и углисто-кремнистые сланцы; образования  $S_1ln$ : 10 – глинисто-кремнистые породы с прослоями яшмоидов и туффитов; образования  $O_3-S_1ln$ : 11 – андезито-базальтовые порфириты, 12 – граниты, 13 – гранодиориты, 14 – габбро, 15 – серпентиниты, 16 – тальк-карбонатные породы, 17 – дайки гранитоидного состава; 18 – дизъюнктивные нарушения. Пунктиром выделена площадь Березовского месторождения. I – Пышминско-Ключевской габбро-перидотитовый массив, II – Шарташский гранитный, III – Шабровский гранодиоритовый.

рудное поле. В районе Березовского месторождения кровля массива располагается на глубине 0.5–1.5 км. Дайки рудного поля формируют ряд свит (пучков) субмеридионального и северо-восточного простирания, расходящихся в северном направлении от купольных структур гранитного массива (Шарташский, Шпанчевский, Становлянский купола). Дайки обладают значительной протяженностью (в среднем 1.5–2 км, но некоторые прослеживаются по длине на 9 км). Мощность даек (8–10 м)

постоянна как по простиранию, так и по падению. Ближе к массиву количество даек уменьшается, и только некоторые входят в его контуры.

Н.И. Бородаевским и М.Б. Бородаевской [4] было установлено, что дайки сложены породами нескольких петрографических типов. Дайки гранит-порфиритов I и II, плагиогранит-порфиритов имеют крутое восточное и западное падение. Дайки плагиосиенит-порфиритов и диоритов под углами 10–30° падают к северо-западу. Всего в районе рудного

поля известно более 400 даек гранитоид-порфиров и несколько даек габбро-диабазов и лампрофиров.

Кварцевые жилы рудного поля связаны с тремя формациями метасоматитов: пропилитовой, гумбитовой и березит-лиственитовой, подробно рассмотренными в работах [4, 17]. Преобладающая часть метасоматитов принадлежит золотоносной березит-лиственитовой формации. Связанные с ней жилы локализованы в дайках гранитоидов (лестничные жилы) и вмещающих породах (красичные жилы). Кварцевые жилы образуют несколько систем. Наиболее распространены широтные крутопадающие жилы (90% лестничных и красичных жил), имеющие юго-восточное простирание 90–110° и крутое южное падение 75–82°. Мощность жил 0.1–0.3 м. Ассоциация рудных минералов представлена пиритом, шеелитом, блеклыми рудами, галенитом, халькопиритом, сфалеритом, айкинитом. Золото представлено самородной и тонкодисперсной (в сульфидах) формами. Пробность золота колеблется в пределах 840–980.

#### ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ РАБОТЫ

Данные по абсолютному возрасту пород Березовского рудного поля немногочисленны. С одной стороны, часть имеющихся датировок указывает на раннекаменноугольный возраст гранитов, даек и метасоматитов, соответствующий 340–360 млн. лет [9, 10, 11, 16]. При этом дайки имеют близкий или более древний возраст по сравнению с гранитами массива [9–11], а березиты и листвениты – молодой. Датирование сульфидно-кварцевых жил Sm-Nd методом по шеелиту [2] показывает изохронную зависимость, соответствующую  $347 \pm 12$  млн. лет. С другой стороны, имеются K-Ar данные, указывающие на пермь-триасовый возраст (219–260 млн. лет) как гранитоидов, так и метасоматитов [6, 9, 17]. Промежуточные значения возраста в диапазоне 328–295 млн. лет приведены в работах [6, 7, 12, 14, 24]. При этом дайки и березиты моложе гранитов Шарташского массива.

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

U-Th-Pb геохронологические исследования цирконов из гранитов Шарташского массива выполнены в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург), на ионном микрозонде SHRIMP-II по стандартной методике. Датирование цирконов из гранит-порфира и березита проведено на приборе SHRIMP Пe/тс в лаборатории IBERSIMS (Университет Гранады, Испания). Отобранные вручную цирконы из исследуемых образцов плюс стандарты – несколько зерен циркона Темога, одно зерно SL13 и несколько зерен циркона GAL – помещаются в шайбу диамет-

ром 3.5 см, полируются и фотографируются в отраженном и проходящем свете, во вторичных электронах и методом катодоллюминесценции. После интенсивной очистки шайба покрывается золотом толщиной 80 мкм. В каждой выбранной точке анализировалась следующая последовательность изотопов:  $^{196}\text{Zr}2\text{O}$ ,  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{204.1}$  фон,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{248}\text{ThO}$ ,  $^{254}\text{UO}$ . Первичный пучок, состоящий из  $16\text{O}16\text{O}2+$ , имеет значение интенсивности от 4 до 5 мкА, с диафрагмой Кохлера в 120 мкм, который создает пятно размером  $17 \times 20$  мкм на цели, вторичный кратер составляет 80 мкм, достигая разрешения около 5000 на 1% высоты пика. Обработка данных осуществляется программой SHRIMPTOOLS, специально приспособленной Ф. Беа к IBERSIMS.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Нами выполнено датирование U-Pb методом циркона гранитов второй интрузивной фазы Шарташского массива (восточный борт Шарташского карьера), дайки гранит-порфира или гранит-порфира II типа в терминологии Н.И. Бородаевского и М.Б. Бородаевской [4] и березита по ней (рудный склад, шахта Центральная). Результаты датирования приведены в табл. 1.

Гранит Шарташского массива имеет серый цвет и характеризуется среднезернистой, иногда слабопорфировидной структурой, массивной текстурой. Его минеральный состав представлен плагиоклазом  $\text{An}_{32-25}$  – 53%, кварцем – 22%, микроклином – 17%, биотитом – 7%, эпидотом – 1%. Гранит имеет K-Na характер щелочности и умеренную или высокую глиноземистость ( $\text{SiO}_2 = 69.7\%$ ;  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.54-0.69$ ;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.8-8.7\%$ ;  $\text{A}/\text{CNK} = 0.95-1.05$ ;  $\text{mg}\# = 0.4-0.47$ ).

Извлеченные из гранита кристаллы циркона характеризуются идиоморфизмом и имеют зональное строение (рис. 2). Время формирования гранитов отвечает конкордантному U-Pb возрасту циркона  $302 \pm 3$  млн. лет (рис. 3а). Одно определение соответствует  $247 \pm 2$  млн. лет, что согласуется с наиболее молодыми K-Ar датировками в работе М.А. Гаррис [6].

Гранит-порфир, альбитизированный и слабо березитизированный, имеет светло-серую окраску. Вкрапленники представлены плагиоклазом  $\text{An}_{3-7}$  – 25%, кварцем – 10%, альбитизированным калиевым полевым шпатом – 10%, биотитом, частично замещенным мусковитом и карбонатом – 5%. Тонкозернистый базис сложен альбитом, кварцем, мусковитом. Химический состав гранит-порфира близок шарташскому граниту, но отличается Na/K отношением, измененным вследствие альбитизации. Основные характеристики состава:  $\text{SiO}_2 = 71.2\%$ ;  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.3$ ;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.4\%$ ;  $\text{A}/\text{CNK} = 1.02$ ;  $\text{mg}\# = 0.37$ . Циркон из гранит-пор-

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопного анализа цирконов

Гочка	U, г/г	Th, г/г	$^{206}\text{Pb}_0$ , %	$^{206}\text{Pb}^*$ , г/г	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Ошибка (±)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Ошибка (±)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Ошибка (±)	Возраст, млн. лет $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Ошиб-ка (±)	D, %
Гранит (Sh-2)													
1-1	450	80	0.80	15.2	0.0580	0.00075	0.03940	0.00037	0.27820	0.01474	247.1	2.4	8.9
2-1	265	25	0.18	11.0	0.0542	0.00102	0.04813	0.00063	0.34927	0.01015	302.5	3.9	4.9
3-1	1996	411	0.15	82.3	0.0538	0.00036	0.04799	0.00041	0.34759	0.00457	301.7	2.5	3.5
4-1	962	315	1.51	40.5	0.0649	0.00100	0.04906	0.00043	0.35127	0.01475	304.1	2.7	4.6
5-1	1947	349	0.08	79.3	0.0533	0.00038	0.04743	0.00041	0.34418	0.00473	298.5	2.5	5.4
Гранит-порфир (Пс-391)													
1.1	987	207	0.47	40	0.05819	0.00060	0.04710	0.00019	0.37793	0.00442	295.4	1.2	8.8
1.2	62	32	0.66	4	0.06188	0.00079	0.07509	0.00080	0.64069	0.01093	463.9	4.8	7.2
10.1	2530	1067	0.02	105	0.05289	0.00020	0.04794	0.00057	0.34955	0.00452	301.8	3.5	0.8
11.1	2819	2729	4.7	122	0.09195	0.00051	0.05010	0.00041	0.63524	0.00668	300.8	2.5	36.8
2.1	3544	813	1.65	159	0.06585	0.00067	0.05168	0.00043	0.46929	0.00640	319.7	2.7	16.8
3.1	315	145	0.62	13	0.05735	0.00076	0.04839	0.00033	0.38264	0.00584	302.8	2	7.4
4.1	7223	6963	0.1	288	0.05396	0.00034	0.04604	0.00070	0.34256	0.00578	289.9	4.3	3
8.1	4779	5185	1.25	205	0.06156	0.00055	0.04958	0.00041	0.42084	0.00530	308.1	2.5	12.6
9.1	6348	999	0	278	0.05286	0.00017	0.05067	0.00019	0.36933	0.00228	318.6	1.1	0.2
Березит (Пс-392)													
1.1	6143	3562	0.01	268	0.05282	0.00013	0.05047	0.00041	0.36758	0.00336	317.4	2.5	0.2
1.2	10422	8206	0.03	431	0.05231	0.00032	0.04777	0.00081	0.34455	0.00630	300.7	4.9	0
2.1	2551	493	0.34	103	0.05660	0.00021	0.04686	0.00015	0.36571	0.00225	294.2	0.9	6.8
5.1	435	179	0	18	0.05278	0.00031	0.04686	0.00024	0.34102	0.00295	295.2	1.5	1
5.2	558	140	0	23	0.05306	0.00017	0.04748	0.00013	0.34736	0.00191	299.0	0.7	1.2
5.3	466	469	-0.11	19	0.05181	0.00052	0.04624	0.00032	0.33035	0.00418	291.4	2.0	-0.6
6.1	1480	228	0.35	59	0.05872	0.00080	0.04587	0.00035	0.37138	0.00597	288.1	2.1	9.8
6.2	804	368	0.42	32	0.05838	0.00111	0.04598	0.00057	0.37008	0.00854	288.6	3.6	9.4

Примечание.  $\text{Pb}_0$  и  $\text{Pb}^*$  – общий и радиогенный свинец. Возраст  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  скорректирован на  $^{204}\text{Pb}$ . D – дискордантность, %.

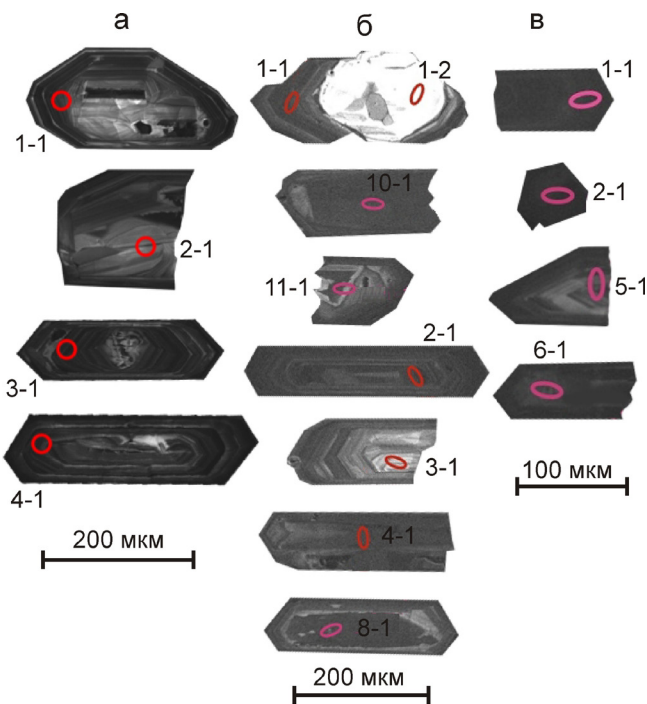


Рис. 2. Катодоллюминесцентные изображения цирконов из гранита (а), гранит-порфира (б) и березита (с).

фира имеет идиоморфную, призматическую форму и зональное строение (рис. 2). Он характеризуется высокими концентрациями U и Th. Th/U отношение варьирует от 0.16 до 1.11. Конкордантный возраст составляет  $305 \pm 7$  млн. лет и увязывается, в пределах погрешности, с возрастом гранитов массива (рис. 3б). Модальное значение возраста по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 303$  млн. лет. Одна датировка, соответствующая циркону с низкими содержаниями U, Th и образующему ядро в кристалле, составляет  $464 \pm 5$  млн. лет. Циркон с таким возрастом можно интерпретировать как ксеногенный, захваченный из вулканогенно-осадочных пород рудного поля, имеющих ордовикский возраст.

Минеральный состав березита представлен кварцем – 45%, мусковитом – 49%, пиритом – 5%, карбонатом – 1%. В березите сохраняются элементы исходной порфировой структуры. Окраска породы зеленовато-желтоватая.

Кристаллы циркона из березита имеют сходный облик и внутреннее строение с кристаллами из дайки и гранита (рис. 2), не характерный для циркона гидротермального происхождения [29, 30, 34]. Датировки циркона показывают статистически более молодой возраст по сравнению с неизменной породой, составляющий  $294 \pm 2$  млн. лет (рис. 3с). Модальное значение возраста по отноше-

нию  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  – 294 млн. лет. Th/U отношение варьирует от 0.16 до 1.03, при этом наблюдается тенденция омоложения в отдельных кристаллах с ростом Th/U отношения.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты U-Pb датирования и химического анализа гранитов рудного поля целесообразно сравнить с имеющимися возрастными и вещественными данными по крупному Верхисетскому массиву [5, 21, 22, 26], вокруг которого Шарташский и ряд других малых массивов и интрузий образуют ареал. В пределах этого ареала располагаются многочисленные золоторудные месторождения и рудопроявления кварцевожильного типа [18, 23].

Шарташский массив сложен недеформированными гранитами, которые по петрографическим и петрогеохимическим характеристикам резко отличаются от ранних серий Верхисетского массива (габбродиоритовой и тоналит-гранодиоритовой), имеющих возраст  $369 \pm 6$  и  $367 \pm 4$  млн. лет [5, 19, 22, 23]. Однако с поздними сериями массива (тоналит-гранодиоритовой и адамеллит-гранитной), шарташские граниты очень близки как по структурным, так и по вещественным характеристикам. Время формирования тоналит-гранодиоритовой серии оценивается, по данным Rb-Sr-метода, в  $316 \pm 6$  млн. лет; методом Кобера –  $318 \pm 4$  млн. лет; U-Pb методом на приборе SHRIMP-II – 300–305 млн. лет. Адамеллит-гранитная серия имеет возраст 300–280 млн. лет [19, 20, 26, 32].

Таким образом, полученные нами возрастные данные для гранитов Шарташского массива и даек рудного поля (302–305 млн. лет) соответствуют позднему карбону и хорошо совпадают с данными по возрасту петрохимически близких серий Верхисетского массива, характеризующих основные этапы гранитообразования в окраинно-континентальном секторе Среднего Урала.

Ранее полученные более древние датировки Шарташского массива, дайкового комплекса и оруденения можно объяснить нарушением K-Ar системы слюд. Древний возраст по шеелитам, по видимому, можно интерпретировать как результат смешения рудообразующих флюидов с вмещающими вулканогенно-осадочными породами раннего палеозоя. Наиболее близкие к U-Pb датировкам K-Ar данные были получены в работе Л.Н. Овчинникова [12] и А.И. Грабежева [7].

Морфология и внутреннее строение кристаллов цирконов из гранит-порфира и березита очень сходны. Однако, содержания Th и U несколько разнятся. Известно, что Th и U под воздействием кислых растворов во всем диапазоне P-T условий гидротермального процесса (кварц-серицит-пиритовые метасоматиты или березиты) характеризуются мини-

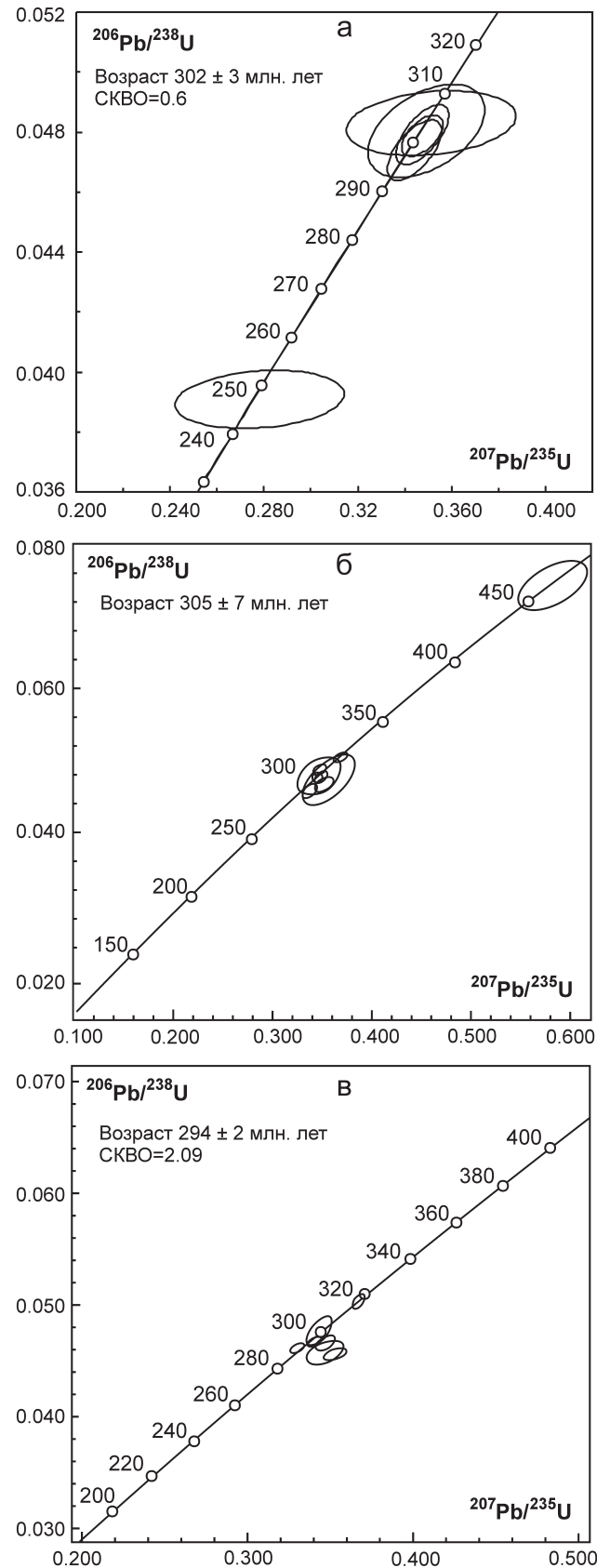


Рис. 3. U-Pb возраст зерен циркона из гранита (а), гранит-порфира (б) и березита (в).

Цифры к кружкам соответствуют номерам точек в табл. 1.

мальной миграционной способностью с тенденцией к концентрации в пирите или собственных минералах [1]. Наблюдаемое увеличение содержания урана на 30% и в меньшей степени, тория на 2–35% в березитах по отношению к исходным породам приводит к снижению величины Th/U отношения, которое, как правило, выше единицы, что указывает на перераспределение этих компонентов в процессе метасоматоза. Следовательно, несмотря на отсутствие кристалломорфологических признаков гидротермального происхождения циркона, мы можем предполагать, что цирконы из березитов с пониженными концентрациями U и высоким Th/U могли соответствовать позднемагматическим генерациям или метасоматическим образованиям (см. табл. 1). Им же отвечают молодые значения возраста, порядка 294 млн. лет.

Иной подход к интерпретации возраста может заключаться в том, что цирконы из дайки и березита представляют собой единую популяцию магматических зерен, а полученное различие возраста между породами определяется ограниченностью выборки. В этом случае суммарный возраст цирконов из порфиров и метасоматитов составляет 300 млн. лет, что согласуется с магматическими событиями в окраинно-континентальной зоне Среднего Урала.

В связи с отсутствием надежных признаков цирконов гидротермального происхождения, время формирования оруденения остается неопределенным. Согласно данным Н.И. Бородаевского и М.Б. Бородаевской, Б.В. Чеснокова, И.Т. Самарцева, Н.Н. Котыбаевой и др., особо подчеркивающим, что метасоматическая и минералого-геохимическая зональность рудного поля является продуктом термального поля, наведенного Шарташской гранитной интрузией, мы можем предполагать близость времени гранитообразования и оруденения.

Ранее нами было установлено, что сульфидно-кварцевые прожилки в Шарташском массиве секутся дайками ультрамафических лампрофиров с Ag-Ag возрастом по фенокристам флогопита  $284 \pm 4$  млн. лет [13]. Эти дайки определяют верхнюю границу золотого оруденения. Нижняя граница определяется возрастом гранитов Шарташского массива и даек рудного поля.

Таким образом, использование U-Pb метода и сопоставление с датировками Верхисетского массива позволило более точно определить время формирования гранитов Шарташского массива, дайкового поля и уточнить возрастной интервал формирования Березовского золотого месторождения (305–285 млн. лет).

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ: грант № 12-05-00109-а, 15-05-00132-а; совместных проектов УрО-СО-ДВО РАН № 12-с-5-1004 и 12-с-5-1022; программы Президиума РАН № 12-п-5-1024. Публикация IBERSIMS №4.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Арбузов С.И., Рихванов Л.П.* Геохимия радиоактивных элементов. Томск: Томский политех. университет, 2009. 315 с.
2. *Бакиев И.А., Беляцкий Б.В.* Sm-Nd и Rb-Sr изотопные системы шеелита Березовского золоторудного месторождения (Средний Урал) // Литосфера, 2011. № 4. С. 110–118.
3. *Белавин О.В., Вагшаль Д.С., Нуренштейн В.А.* Шарташский гранитный массив (Средний Урал) и связь с ним золотого оруденения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 6. С. 86–90.
4. *Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б.* Березовское рудное поле. М.: Металлургиздат, 1947. 264 с.
5. *Бушляков И.Н., Соболев И.Д.* Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верхисетского массива. М.: Наука, 1976. 340 с.
6. *Гаррис М.А.* Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое: докл. советских геологов на XX сессии МГК. М.: Наука, 1964. С. 128–156.
7. *Грабежьев А.И., Берзон Р.О., Нейкур Т.Л.* Особенности метасоматизма пород восточноуральских золоторудных месторождений, связанных с гранитоидами различной фаціальности // Вопросы геохимии и рудообразования. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1977. С. 48–64.
8. *Куруленко Р.С.* История формирования Шарташского гранитного массива // Ежегодник-1976. ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1977. С. 39–41.
9. *Лайпанов Х.Х.* Околорудные метасоматиты Березовского рудного поля // Вопросы геохимии и рудообразования. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1977. С. 65–68.
10. *Овчинников Л.Н.* Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала: тр. I Уральского петрограф. совещ. Т. 1. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1963. С. 57–82.
11. *Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Краснобаев А.А., Дунаев В.А.* Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала: тр. II Уральского петрограф. совещ. Т. 1. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1969. С. 173–204.
12. *Овчинников Л.Н., Вороновский С.Н., Малярова Г.В. и др.* Новые данные об абсолютном возрасте рудных месторождений фанерозоя // Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород (XVIII сессия). М.: Наука, 1976. С. 48–58.
13. *Прибавкин С.В., Ронкин Ю.Л., Травин А.В., Пономарчук В.А.* Новые данные о возрасте лампроит-лампрофирового магматизма Урала // Докл. АН. 2007. Т. 412, № 5. С. 682–684.
14. *Прибавкин С. В., Пушкарев Е. В.* Возраст поздних орогенных гранитоидов Урала, по данным U-Pb изотопии цирконов (на примере Шарташского и Шабровского массивов) // Докл. АН. 2011. Т. 438, № 3. С. 369–373.
15. *Сазонов В.Н.* О пространственном и возрастном взаимоотношении пропицитов и лиственинов в Мало-истокском районе (Средний Урал) // Ежегодник ИГГ УНЦ АН СССР, 1969. Свердловск, 1970. С. 252–253.
16. *Сазонов В.Н.* О зональности лиственинов Шульгин-

- ского золоторудного месторождения // *Метаморфизм горных пород Урала*. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1970. С. 88–92.
17. Сазонов В.Н. Лиственнитизация и оруденение. М.: Наука, 1975. 172 с.
  18. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., и др. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 2001. 622 с.
  19. Смирнов В.Н., Беа Ф., Монтеро П. и др. Результаты Rb-Sr-датирования и изучения изотопного состава Nd в гранитоидах Верхисетского массива (Средний Урал) // Докл. АН. 1998. Т. 363, № 4. С. 389–391.
  20. Смирнов В.Н., Иванов К.С. Геодинамические условия формирования гранитоидов Верхисетского батолита (восточный склон Среднего Урала) // *Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры: мат-лы Всеросс. науч. конф.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. с. 256–258.
  21. Ферштатер Г.Б. Надсубдукционный интрузивный магматизм Урала // *Геология и геофизика*. 2003. Т. 44, № 12. С. 1349–1364.
  22. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Рапопорт М.С. и др. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс–Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. 250 с.
  23. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А. и др. Золотоносные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные массивы Урала: возраст, геохимия, особенности магматической и рудной эволюции // *Геология рудных месторождений*. 2010. Т. 52, № 1. С. 65–84.
  24. Штейнберг Д.С., Ронкин Ю.Л., Куруленко Р.С., Лепехина О.П., Берсенева Н.П. Rb-Sr возраст пород Шарташского интрузивно-дайкового комплекса // *Ежегодник-1988 / ИГГ УрО АН СССР*. Свердловск, 1989. С. 110–112.
  25. Чукашева М.Н. Шарташский гранитный массив // *Путеводитель Свердловской экскурсии. I Урал*. петрогр. совещ. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1961. 135 с.
  26. Bea F., Fershtater G.B., Montero P.G. et al. Generation and evolution of subduction – related batholiths from the Central Urals: Constraints on the P-T history of the Uralian Orogen // *Tectonophysics*. 1997. V. 276, № 1-4. P. 103–116.
  27. Fershtater G.B., Krasnobaev A.A., Bea F. et al. Geodynamic Settings and History of the Paleozoic Intrusive Magmatism of the Central and Southern Urals: Results of Zircon Dating. *Geotectonics*. 2007 6: 465–486.
  28. Fu B., Mernagh T.P., Kita N.T., Kemp A.I.S., Valley J.W. Distinguishing magmatic zircon from hydrothermal zircon: A case study from the Gidginbung high-sulphidation Au–Ag–(Cu) deposit, SE Australia // *Chemical Geology*. 2009. V. 259. P. 131–142.
  29. Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of Zircon in Aqueous Fluids and Melts // *Elements*. 2007. V. 3, Is. 1. P. 43–50.
  30. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2003. V. 53. P. 27–62.
  31. Makeev A.F., Levskiy L.K. Zircon reaction and stability of the U-Pb isotope system during interaction with carbonate fluid: experimental hydrothermal study // *Contrib Mineral Petrol*, 2000. V. 139. P. 101–114.
  32. Montero P. Bea F., Gerdes A. et al. Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals. A perspective on the timing of deformation and granite generation // *Tectonophysics*. 2000. V. 317, № 1/2. P. 93–108.
  33. Rizvanova N.G., Levchenkov O.A., Belous A.E. et al. Zircon reaction and stability of the U-Pb isotope system during interaction with carbonate fluid: experimental hydrothermal study // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2000. V. 139, №. 1. P. 101–114.
  34. Schaltegger U. Hydrothermal zircon // *Elements*. 2007. V. 3, Is. 1. P. 78–79.