

МИНЕРАЛОГИЯ АКЦЕССОРНЫХ ФАЗ И МИКРОЗОНДОВОЕ ХИМИЧЕСКОЕ ДАТИРОВАНИЕ U, Th-СОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛОВ ПЕГМАТИТОВ ШАРТАШСКОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

© 2015 г. С. В. Прибавкин, Д. А. Замятин, С. Л. Вотяков

Датирование рудоносных магматических комплексов или массивов имеет важное практическое значение для прогнозирования месторождений полезных ископаемых. Одним из таких рудоносных массивов является Шарташская гранитная интрузия, расположенная вблизи Екатеринбурга на Среднем Урале. С ней ассоциировано старейшее в России и крупное по запасам Березовское месторождение рудного золота [2], а также многочисленные мелкие месторождения и рудопроявления золота и вольфрама. Несмотря на длительность истории изучения Шарташского гранитного массива и Березовского месторождения, имеющиеся в литературе данные абсолютного датирования пород и минералов не дают однозначного ответа на вопрос о точном возрасте гранитного магматизма и связанного с ним оруденения. Например, значения абсолютного возраста метасоматитов Березовского месторождения по данным K–Ar, Ar–Ar, Sm–Nd-методов варьируют в диапазоне от 220 до 360 млн лет [1, 5, 7, 10–12, 16, 18]. Это свидетельствует либо о нарушении изотопных систем, либо о необходимости более строгого подбора материалов для датирования.

Имеющиеся данные о возрасте гранитоидов также неоднозначны, хотя и находятся в более узком временном диапазоне 328–284 млн лет [5, 7, 12, 14, 19]. Наиболее достоверными данными представляются результаты ранее проведенного цирконологического SHRIMP-II датирования гранитов массива и гранит-порфиоров Березовского месторождения, лежащие в диапазоне 305–302 млн лет [14]. Эти данные подкрепляются последними результатами датирования молодых серий Верхисетского массива – эталона гранодиорит-гранитной формации Урала, к которой относится и Шарташский интрузив, это 315–300 млн лет [17]. Также имеются данные о пересечении сульфидно-кварцевых прожилков дайками пострудных лампрофиоров с Ar–Ar-возрастом 284 млн лет [15]. Тем не менее на сегодняшний день бесспорным является лишь факт наложенности золотой минерализации (золото-сульфидно-кварцевой формации), сопряженной с метасоматитами березит-лиственитовой и гумбеитовой формаций, на все породы гранитного массива, включая дайки второго этапа в терминологии В.С. Коптева-Дворникова. В связи с этим актуаль-

ным представляется использование иных, нетрадиционных методов оценки абсолютного возраста гранитного массива.

В последние годы микрозондовые данные по содержанию U (Th) и Pb в зернах урансодержащих минералов достаточно широко используются для их химического датирования; основная масса публикаций посвящена датированию минерала монацита из метаморфитов, гнейсов и гранитоидов архейских и докембрийских щитов Африки, Мадагаскара, Индии (см. обзор в [3]). Именно в таких древних монацитах с содержанием Th (U) 0.03–0.10 (до 0.005) ат/ф.ед. накапливается высокое содержание радиогенного Pb, что позволяет выполнять его корректное определение на электронно-зондовом микроанализаторе и проводить возрастные оценки в предположении пренебрежимо малого содержания нерадиогенного Pb (оно, как правило, составляет 1 г/т и менее). В подавляющем числе публикаций датировкам монацита придается геологическая интерпретация.

Корректные химические датировки другого важного минерала-геохронометра – циркона – немногочисленны (см., например, [22, 23, 25, 30]). В первую очередь это связано с невысоким (до 1000 г/т) содержанием UO₂ в матрице, и как следствие, с низким содержанием радиогенного Pb, находящимся на пределе чувствительности микрозонда. Отметим также, что авторадияция монацита вызывает образование дефектов (деструкцию минерала) с их последующей “автотерморекристаллизацией” (локальным авторадияционным отжигом) в нормальных условиях. Напротив, в цирконе реализуется устойчивое авторадияционное разупорядочение структуры и накопление дефектов, вплоть до полной метамиктизации структуры. Последнее определяет снижение устойчивости минерала к физико-химическим воздействиям и требует дополнительных минералого-физических исследований и анализа сохранности (замкнутости) изотопной U–Pb-системы минерала при определении возраста. Особенности химического состава, микротекстуры зерен циркона, часто гетерогенных (гетерохронных), – важные характеристики для определения условий образования, степени его вторичных преобразований и сохранности геохронологической информации. Значение имеют и оценки радиацион-

ной дозы минерала. Представляется, что метод химического микрозондового датирования перспективен для оценки возраста акцессорных высокоурановых минералов (циркона, монацита, уранинита, кофинита, торита) гранитных пегматитов, представляющих собой заключительный этап эволюции магматического очага и переходный к пневматолит-гидротермальному этапу минералообразования.

Цель работы – исследование акцессорных минералов гранитных пегматитов Шарташского массива, включающее выделение минеральных ассоциаций, изучение особенностей химического состава минералов, проведение химического датирования циркона и других урансодержащих минералов, уточнение возраста массива и нижней возрастной границы золотого оруденения Березовского месторождения.

МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Аналитические данные по содержанию матричных и примесных элементов Mg, Al, P, Ca, Ti, Mn, Fe, Y, TR (Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu), Hf, U, Th, Pb, а также BSE- и CL-изображения зерен циркона получены на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX100 с использованием пяти волновых спектрометров с кристалл-анализаторами TAP, LPET, LPET, PET, LIF в соответствии с [8]. При анализе Pb, U, Th использовались аналитические линии PbM_{α} , UM_{β} , ThM_{α} с учетом наложений линии ThM_{γ} на UM_{β} , ThM_{ξ} и $YL_{\gamma 3}$ на PbM_{α} . Параметры съемки: ускоряющее напряжение – 15 кВ, сила тока 200 нА при анализе цирконов и 60 нА – при анализе уранинита, время регистрации линий в положении максимума 240–360 с, интенсивность фона – с двух сторон от линии за половинное время; стандарты – UO_2 , ThO_2 , PbS. Пределы определения элементов U, Th, Pb – 128, 122, 103 г/т; погрешность их измерения – 0.054–1.657, 0.012–0.52, 0.01–0.047 мас. % в зависимости от концентраций элементов и аналитических условий; общее время анализа в точке – 720 с. При анализе циркона пределы обнаружения элементов Mg, Al, Ca, P, S, Pb ниже 0.01; Y, Lu, Th, U – 0.025 Ti, Mn, Fe, Tm, Yb – 0.045; Tb, Dy, Ho, Er – 0.14 мас. %. Анализы монацита и торита выполнены на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6390LV с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80; результаты нормированы к 100%.

Точечное датирование по единичным измерениям U, Th, Pb в зернах минералов выполнено, следуя [26], в предположении пренебрежимо малого содержания нерадиогенного Pb; оценка средневзвешенного значения по возрастным гистограммам проведена для каждой из зон зерен циркона. Определение возраста по изохроне $UO_2^* - PbO$ выполнено в рамках подхода [31], при этом U^* определялось как сумма измеренного и эквивалентного U, расчи-

щенного по содержанию Th. При расчете полученной дозы облучения в соответствии с [20] использовались концентрации U и Th; за время накопления принимались результаты химического датирования зерен. “Возрастные карты” зерен циркона построены на основе данных по распределению U, Th, Pb по зерну с использованием линий UM_{β} , ThM_{α} , PbM_{α} , соответственно. Карты распределения Ca и O получены по линиям CaK_{α} и OK_{α} (кристалл-анализаторы LPET и LPC0, стандарты – $CaSiO_4$ и циркон кимберлитов M1 [8]). Для изучения зональности зерен циркона использована оригинальная JPD-методика анализа их BSE- и CL-изображений [4, 8].

Рамановские спектры получены на конфокальном спектрометре Horiba LabRAM HR800 Evolution с дифракционной решеткой 1800 шт/мм при возбуждении He-Ne-лазером (линия 633 нм).

Геологическая позиция объекта и образцы. Образцы пегматитов для исследования отобраны в щебеночном карьере у пос. Изоплит ($56^{\circ}51'47''N$ $60^{\circ}44'52''E$). Пегматиты представляют собой крутопадающие жильные тела серой или розовой окраски мощностью от 4 до 25 см. Являясь продуктами флюидно-магматической эволюции адамеллитов трех главных фаз, они интродуцируют все породы массива, включая большинство даек второго этапа, представленных гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, тоналитами, лампрофирами [9]. В строении жильных тел от периферии к центру наблюдается смена зоны графического пегматита олигоклаз-микроклинового состава с мечевидным биотитом зоной гигантозернистого графического или блочного пегматита с крупными кристаллами микроклина (иногда амазонита), альбита и зеленого мусковита. Редкие друзовые полости в зоне блочного пегматита инкрустированы кристаллами кварца, калиевого полевого шпата, альбита, мусковита. Альбитизация, развиваясь неравномерно, охватывает различные участки пегматитовых тел, но обычно приурочена к центральным зонам пегматита. Она проявлена в развитии альбита, замещающего микроклин или образующего агрегаты пластинчатых кристаллов, нарастающих на калиевый полевой шпат. На этой же стадии происходит и образование полостей растворения объемом 0.5–2 см³, инкрустированных альбитом, мусковитом и более поздним пиритом, кальцитом, цеолитами.

В целях датирования отобраны пегматиты, визуально разные по окраске и строению. Первые (проба 67) характеризуются широким развитием графических структур и разнообразным набором акцессориев, включающим магнетит, ильменит, ильменорутит, Nb-рутил, титанит, гранат, турмалин, ортит, циркон, монацит, ксенотим и др. Микроклин в таких пегматитах обладает серой, реже кремовой или голубовато-зеленоватой (амазонитовой) окраской. Альбитизация для этого типа пегматитов не характерна. Вторые (проба 25) поч-

Таблица 1. Химический состав (мас. %) в точках, возраст T, погрешность его измерения ΔT (млн лет), доза автооблучения D_a (10^{18} α -расп/г) и степень повреждения D (фра) циркона и коффинита пробы 67 пегматитов Шартапского массива

Оксид	Номер точки, минерал, зона											
	13, Zrc, Id	16, Zrc, Id	19, Zrc, Id	21, Zrc, Id	5, Zrc, Ie	7, Zrc, Ie	9, Zrc, Ie	15, Zrc, Ie	18, Zrc, II	20, Zrc, II	34, Zrc, II	3, Cf
MgO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	H.o.
Al ₂ O ₃	H.o.	0.34	H.o.	H.o.	0.03	0.04	H.o.	H.o.	0.87	0.10	0.06	H.o.
SiO ₂	31.67	32.29	31.47	31.38	30.90	30.48	30.52	31.10	32.78	29.61	31.34	18.72
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.01	0.02	0.05	0.03	0.02	0.03	0.21	0.19	0.23	0.21
SO ₂	H.o.	H.o.	0.02	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.10	0.04	0.11	H.o.
TiO ₂	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
MnO	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
FeO	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
Y ₂ O ₃	0.20	0.24	0.24	0.15	0.63	0.50	0.53	0.49	0.22	0.46	0.22	1.35
ZrO ₂	57.33	55.50	56.93	57.09	52.25	49.96	51.76	53.18	53.29	52.82	56.35	0.29
Tb ₂ O ₃	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
Dy ₂ O ₃	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.00	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
Ho ₂ O ₃	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
Er ₂ O ₃	H.o.	0.10	H.o.	0.09	H.o.	0.12	H.o.	0.09	H.o.	H.o.	0.12	H.o.
Tm ₂ O ₃	H.o.	0.06	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
Yb ₂ O ₃	0.12	0.13	0.12	0.13	0.23	0.19	0.21	0.18	0.16	0.18	0.15	H.o.
Lu ₂ O ₃	0.03	0.03	0.04	0.02	0.08	0.07	0.06	0.05	0.05	0.10	0.07	0.59
HfO ₂	5.50	5.02	5.51	5.48	4.51	4.31	4.43	4.78	5.33	5.32	5.17	H.o.
PbO	0.13	0.16	0.14	0.14	0.34	0.48	0.36	0.31	0.16	0.24	0.10	2.33
ThO ₂	0.28	0.40	0.26	0.32	1.66	3.17	2.11	1.47	0.26	1.18	0.23	27.53
UO ₂	3.18	3.88	3.36	3.40	7.64	10.75	8.30	6.95	2.21	5.92	2.19	45.10
Сумма	98.47	98.19	98.11	98.23	98.34	100.13	98.31	98.64	95.63	96.18	96.37	96.12
Z*	28.55	28.66	28.67	28.75	31.49	33.90	32.12	31.09	27.41	30.77	27.87	66.36
T**	296.2	297.8	301.0	296.2	307.4	302.7	300.7	306.9	502.4	279.8	337.1	320.6
ΔT	23.6	20.0	22.7	22.4	12.1	9.9	11.4	12.9	36.4	15.8	34.7	8.6
D_a	36.78	45.08	38.76	39.38	91.43	131.11	100.17	83.02	25.71	70.45	25.43	593.49
D	1.75	2.15	1.85	1.88	4.36	6.25	4.78	3.96	1.23	3.36	1.21	

Примечание. H.o. – содержание элемента ниже предела его обнаружения, фра – количество смещений на атом.

* средний атомный номер, ** возраст здесь и в табл. 2 рассчитан в рамках подхода [26].

ти не имеют графических кварц-полевошпатовых сростаний и содержат микроклин преимущественно розовой, местами мясо-красной окраски совместно с водяно-прозрачным альбитом в друзовых полостях. Местами в пегматитах широко развита поздня альбитизация, в результате которой микроклин замещается альбитом, а кварц растворяется с образованием полостей. Набор аксессуаров в этом типе пегматитов более узкий и несколько отличается от пегматитов первого типа. Он включает магнетит, рутил, циркон, уранинит, молибденит и др. Генетических взаимоотношений между двумя типами пегматитов нами не наблюдалось.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Минералогия аксессуарных фаз пегматитов. На основе изучения аксессуарных минералов пегматитов установлено несколько минеральных ассоциаций, связанных с разными стадиями образования пегматитовых тел. Для привязки ассоциаций к по-

следним использована терминология А.И. Гинзбурга [6], выделившего последовательные геохимические стадии развития пегматитового процесса.

На ранней **кальций-натровой стадии (I)** магматического этапа формировалась зона зернистого и графического двуполевошпатового пегматита олигоклаз-микроклинового состава, с которой связана ассоциация биотита с магнетитом, манганоильменитом и титанитом. На этой стадии, присущей обоим типам отобранных пегматитов (пробы 67 и 25), их минералогия практически не отличается от состава вмещающих адаметлитов.

В пробе 67 широко развита зона графического и пегматоидного мусковит-кварц-микроклинового состава, связанная с **калиевой стадией (II)** образования пегматитовых тел (пневматолитовый этап). В ней встречаются: манганоильменит, спессартин-альмандиновый гранат (Sps_{68-80}), ильменорутит с 20 мас. % Nb_2O_5 и 2.7 мас. % Ta_2O_5 , сильно измененный минерал группы кричтонита с 8 мас. % Nb_2O_5 , алланит (содержащий до 1 ф.ед. РЗЭ), Се-монацит

и зеленоватой окраски высокоурановый циркон, содержащий до 11 мас. % UO_2 (табл. 1). В последнем отношении Th/U составляет 0.25, что типично для циркона гранитных пегматитов [24]. В зерне циркона фиксируются минеральные включения коффинита с 27 мас. % ThO_2 (см. табл. 1).

С использованием двумерных гистограмм совместного распределения вероятности BSE и CL-интенсивностей, а также карт распределения BSE- и CL-яркости (рис. 1) на зерне циркона пробы 67 удается выделить как минимум две зоны (далее Id-e, следуя классификации, введенной в [4]), имеющие различные физико-химические характеристики (состав, степень кристалличности и др.). Зона Id объединяет более дефектные разупорядоченные участки зерна. Зоны Id-e образуют ростовую зональность, в проходящем свете они прозрачны. В зоне Id фиксируются мелкие включения коффинита размером несколько мкм и меньше (красное на рис. 1д); последние явно выделяются и на гистограмме совместного распределения вероятности BSE и CL-интенсивностей (см. рис. 1г).

На гистограмме совместного распределения вероятности BSE и CL-интенсивностей зерна циркона (см. рис. 1г) кроме точек, явно выделяющихся в зоны Id-e, фиксируется некоторое “размытое” поле точек (далее поле II), причем доля пограничных (межзонных) точек в общем числе точек поля II значительна. В связи с этим на JPD-гистограмме зона II проявляется в виде размытого поля; соответствующие точки характеризуются более низкой BSE- и более высокой CL-интенсивностью, чем точки из зон Id-e (см. рис. 1); они представляют участки зерна, имеющие вид червовидных микрон неоднородностей. В точках представляющих поля II проявляются признаки вторичных преобразований минерала [8, 22, 28]: непрозрачность для видимого света, повышенные содержания Ca (до 0.03–0.10 мас. %), недостаток суммарного содержания катионов и отклонение содержания кислорода от стехиометрии на несколько мас. % (см. табл. 1, рис. 2).

На рамановских спектрах циркона во всех зонах (Id-e и II) фиксируются только широкие, перекрывающиеся между собой, “неразрешенные”, полосы (рис. 3); последние характерны для проб с высокой степенью радиационного повреждения [27]. По полученным спектрам не представляется возможным проведение количественных оценок степени аморфизации структуры минерала (численные параметры линий малоинформативны; для сравнения на рис. 3 представлен спектр высококристаллического циркона кимберлитов с набором типичных для минерала узких линий). В зоне II на рамановских спектрах отчетливо выделяется дополнительная линия 810 см^{-1} и шириной 38 см^{-1} ; последняя не типична для минерала и продуктов его разложения (кварца, бадделеита); она не является артефактом фотолюминесценции, поскольку наблюдается при воз-

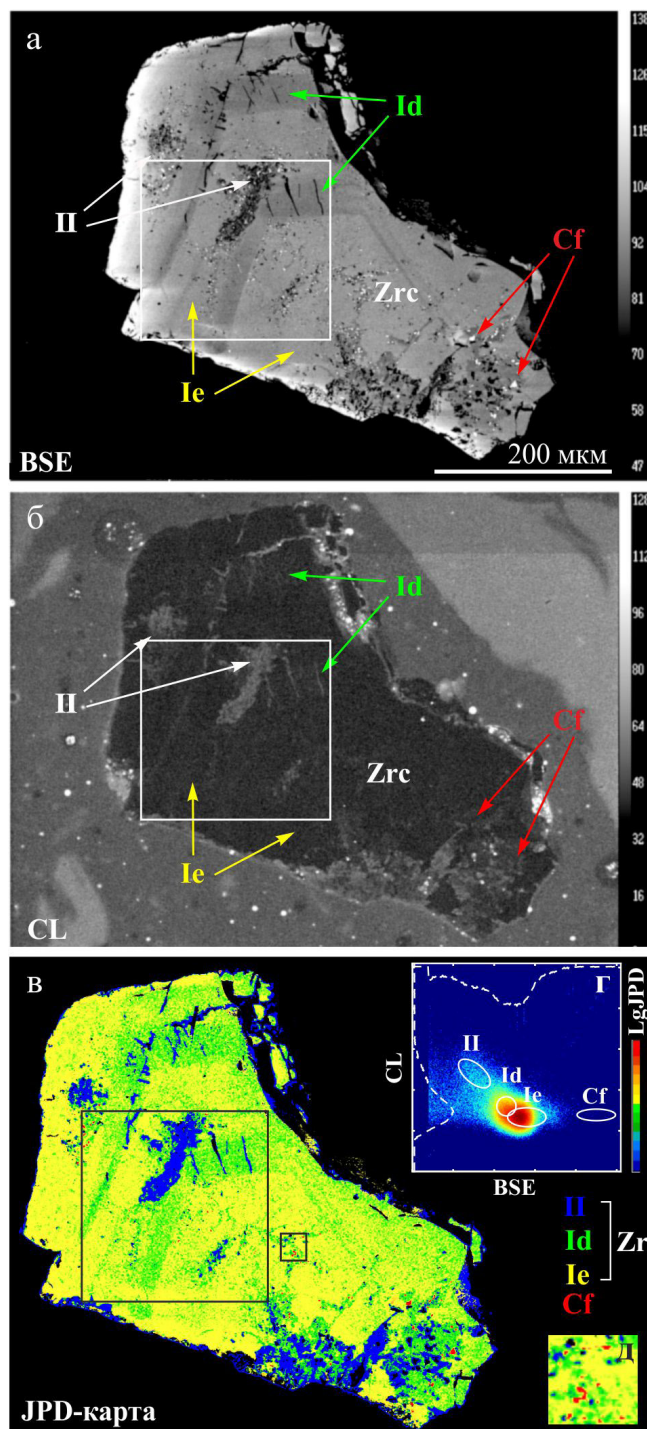


Рис. 1. BSE- (а), CL- (б), JPD-изображения (в) циркона (проба 67) пегматитов Шарташского массива (Средний Урал).

Зоны II, Id, Ie и включения коффинита выделены на JPD-карте синим, зеленым, желтым и красным соответственно. Малый квадрат (врезка д) – участок с включениями коффинита, большой квадрат – участок картирования (см. рис. 2).

буждении как красным, так и зеленым лазером. Линия обусловлена вкладом неизвестной фазы, фор-

сталликами U-содержащего F-апатита (содержание урана в апатите достигает 1.3 мас. % UO_2 , также отмечены примеси Na_2O , SrO , SiO_2 в количестве от 0.5 до 1.0 мас. %). В составе голяцита присутствует сера в количестве 5.5 мас. % SO_3 , что соответствует 34% сванбергитового минала. Кроме того, в голяците отмечается незначительное (до 0.6 мас. %) количество легких РЗЭ в виде 3% флюоренситового минала.

К наиболее поздним минеральным образованиям гидротермального этапа помимо пирита, голяцита относятся широко распространенный стильбит, десмин, шабазит, кальцит, отложение которых происходит по мере ощелачивания остаточных флюидов.

Химическое датирование. Циркон. По содержанию U, Th, Pb в разных точках зерна циркона пробы 67 выполнены расчеты возраста в рамках подхода [26]. Полученные значения для зон Id-e лежат в интервале 269–328 млн лет. Статистическая обработка полученных данных с построением гистограммы распределения значений возраста (см. рис. 4) свидетельствует о возрастной гомогенности (“гомохронности”) минерала в зонах Id-e со средневзвешенным значением возраста по 20 точкам 303.3 ± 3.1 млн лет (СКВО = 0.91).

На рис. 2г для участка зерна циркона размером 250×250 мкм представлена “возрастная карта” (карта распределения возраста). Видно, что для зон Id-e зерна наблюдается достаточно гомохронное распределение, но зона Id, по сравнению с Ie, характеризуется большей погрешностью определения U, Th, Pb (рис. 4) и, как следствие, большим разбросом значений возраста (синие и красные точки на рис. 2г). При этом среднее значение возраста в зонах Ie и Id с точностью до погрешности совпадает. Напротив, в зоне II наблюдаются значимые “возрастные неоднородности”, имеющие пространственную размерность 5–20 мкм (рис. 2г). “Возрастные неоднородности” обусловлены перераспределением U, Th, в меньшей степени Pb – нарушением U–Th–Pb-системы этих фрагментов кристалла в результате вторичных процессов гидратации. U–Th–Pb-система в зонах Id-e более сохранна.

Значительная дисперсия по зерну циркона содержания U и, соответственно, Pb (и в меньшей степени Th) позволяет использовать полученные данные по составу для изохронных построений. Установлено, что на UO_2^*-PbO -диаграмме (рис. 5) экспериментальные точки для зон Id-e удовлетворительно ложатся на изохрону с U^*-Pb -возрастом 311.4 ± 7.1 (СКВО = 0.59). Потеря Pb, рассчитанная по пересечению UO_2^*-PbO -изохроны с PbO-осью, составляет 104 ± 65 г/т, что меньше предела его обнаружения в минерале. Экспериментальные точки зоны II, претерпевшей значительные вторичные преобразования и гидратацию, которые вызвали нарушение соотношения дочерних и материнских изотопов, существенно отклоняются от изохронной зависимости

Таблица 2. Химический состав, T, ΔT , D_a уранинита пробы 25 пегматитов Шарташского массива

Оксид	Номер точки						
	2	3	4	5	7	8	9
MgO	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.05	Н.о.	0.04	Н.о.
Al ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
SiO ₂	0.13	0.30	0.12	0.14	0.12	0.15	0.29
P ₂ O ₅	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
SO ₂	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
CaO	1.02	0.91	0.89	1.09	1.19	1.39	1.40
TiO ₂	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
MnO	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
FeO	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Y ₂ O ₃	0.33	0.29	0.32	0.32	0.35	0.32	0.33
ZrO ₂	Н.о.	0.30	Н.о.	0.05	Н.о.	0.09	Н.о.
Tb ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Dy ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Ho ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Er ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Tm ₂ O ₃	0.19	Н.о.	Н.о.	0.20	0.16	0.17	0.15
Yb ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Lu ₂ O ₃	0.11	0.17	0.18	0.17	0.16	0.13	0.15
HfO ₂	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
PbO	3.68	3.65	3.66	3.72	3.73	3.70	3.73
ThO ₂	9.39	8.95	9.77	6.39	5.28	5.85	4.85
UO ₂	82.88	82.57	81.96	84.85	85.98	84.85	86.20
Сумма	97.74	97.15	96.91	96.98	96.97	96.71	97.11
Z	80.65	80.49	80.73	80.56	80.60	80.36	80.38
T	317.3	316.3	318.4	316.4	315.1	316.0	314.0
ΔT	7.6	7.6	7.6	7.6	7.6	7.6	7.6
D_a	965.39	960.53	956.14	978.48	987.91	976.88	989.14

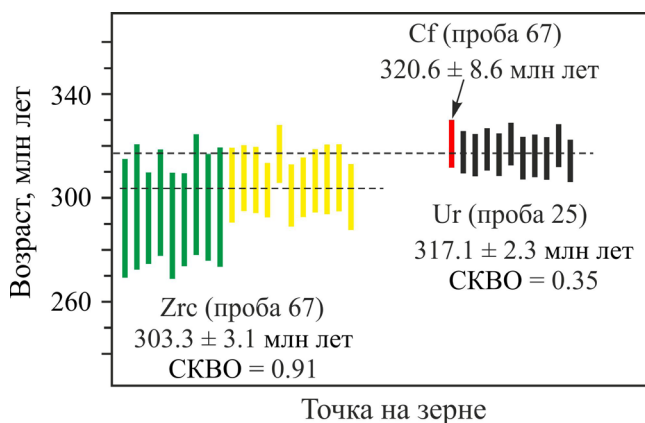


Рис. 4. Вариации значений точечного U–Th–Pb-возраста в цирконе (Zrc), коффините (Cf) и уранините (Ur) пегматитов Шарташского массива.

Пунктир – средневзвешенные значения возраста; зеленые и желтые линии соответствуют точкам в зонах Id-e циркона.

на UO_2^*-PbO -диаграмме (данные по зоне II при построении изохроны на рис. 5 не использованы).

На основе полученных возрастных оценок нами выполнены вычисления дозы автооблучения в различных участках кристалла циркона про-

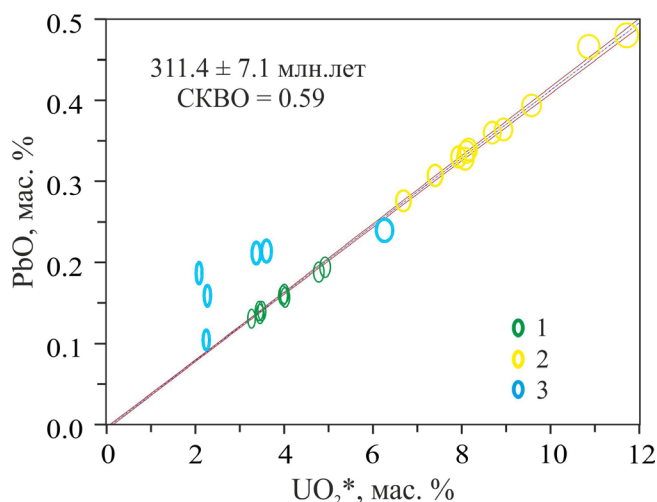


Рис. 5. UO_2^* – PbO -данные для циркона (проба 67) из пегматитов Шарташского массива.

Эллипсы – значения погрешности 2σ , штрих-пунктирная линия (изохрона) – линия регрессии с двумя симметричными гиперболами, фиксирующими погрешности, получена по значениям состава зерна в зонах Id-e. 1 – зона Id, 2 – зона Ie, 3 – зона II.

бы 67; установлено, что в зонах Id-e они составляют $(35-55)$ и $(75-130)10^{18}$ α -расп/г соответственно и достаточны для полной аморфизации структуры. Напомним, что согласно [20], при дозах облучения $(8-11)10^{18}$ α -расп/г структура циркона, не испытывавшего термической рекристаллизации при отжиге, представляет собой островные наноразмерные разориентированные кристаллиты в аморфной матрице. При более высоких дозах облучения структура циркона полностью аморфизуется.

Уранинит, коффинит. Для уранинита, сформировавшегося на ранней натриевой стадии (III) образования пегматитов, значения “точечных” U–Th–Pb-возрастов, оцененных в рамках подхода [26], лежат в достаточно широком интервале от 306 до 329 млн лет (рис. 4) со средневзвешенной величиной по 10 точкам, равной 317.1 ± 2.3 млн лет ($СКВО = 0.35$). Для коффинита единичное значение “точечного” U–Th–Pb-возраста составляет 320.6 ± 8.6 млн лет. Видно, что полученные величины для двух U–Th-содержащих минералов достаточно значимо отклоняются от интервала “точечных” U–Th–Pb-возрастов, полученных для циркона, что не позволяет выполнить для системы циркон-уранинит-коффинит полиминеральные изохронные построения. При этом изохронный U^* –Pb-возраст циркона в целом согласуется с интервалом точечных датировок уранинита и коффинита.

ВЫВОДЫ

Анализ строения и минералогии образцов горных пород позволяет предполагать наличие в Шар-

ташском массиве двух типов пегматитов, имеющих редкометалльно-редкоземельную минерализацию, генетические взаимоотношения между которыми пока не ясны. Для первого типа пегматитов характерно широкое развитие кварц-полевошпатовой графики, преимущественно серая, иногда амазонитовая окраска микроклина, широкий набор аксессуарных фаз, из которых характерны ортит, циркон, монацит, ксенотим, гранат, ильменорутит, Nb-рутил. Второму типу пегматитов присуще развитие зон микроклин-альбитового состава, розовая (красная) окраска микроклина, наличие полостей растворения, наличие аксессуарного циркона, уранинита, Nb-рутила, молибденита.

Для циркона из пегматитов первого типа характерно высокое содержание UO_2 , в связи с чем его кристаллическая структура существенно повреждена, отдельные фрагменты зерен в значительной степени нарушены вторичными обменными процессами и не могут быть использованы для датирования. Средневзвешенное значение химического возраста неизмененных фрагментов циркона удовлетворительно согласуется с данными SHRIMP-II датирования гранитов главной фазы массива и даек Березовского золоторудного поля [14]. Датировки уранинита из пегматитов второго типа дают более древний, чем для циркона, возраст. В целом датировки урансодержащих минералов из пегматитов сопоставимы с ранее полученными значениями возраста адамеллитов массива по данным U/Pb-, Rb/Sr- и отчасти K/Ar-методов.

Использование метода микрозондового химического датирования позволило определить время формирования заключительных пневматолит-гидротермальных фаз гранитного магматизма – 300–320 млн лет, фиксирующее верхнюю возрастную границу формирования золотого оруденения Березовского месторождения. Результат обосновывает применимость метода микрозондового датирования для геологических объектов с высокоурановыми фазами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 15-05-00576а, 14-05-00172, 14-05-31405, полевой грант РФФИ 15-05-118-к, в ЦКП УрО РАН “Геоаналитик”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакшеев И.А., Беляцкий Б.В. Sm–Nd и Rb–Sr изотопные системы шеелита Березовского золоторудного месторождения (Средний Урал) // Литосфера. 2011. № 4. С. 110–118.
2. Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б. Березовское рудное поле. М.: Металлургиздат, 1947. 247 с.
3. Вотяков С.Л., Щапова Ю.В., Хиллер В.В. Кристаллохимия и физика радиационно-термических эффектов в ряде U–Th-содержащих минералов как основа для их химического микрозондового датиро-

- вания / Ред. Н.П. Юшкина. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. 336 с.
4. *Вотьяков С.Л., Замятин Д.А., Щапова Ю.В., Поротников С.Л., Краснобаев А.А.* Особенности метамиктного состояния цирконов на основе анализа их микроскопических изображений и данных электронно-зондового микроанализа // Докл. АН. 2014. Т. 457, № 332–336.
 5. *Гаррис М.А.* Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое // Доклады советских геологов на XX сессии МГК. М.: Наука, 1964.
 6. *Гинзбург А.И.* Геохимические особенности пегматитового процесса // Минералогия и генезис пегматитов (Докл. сов. геологов на XXI сес. МГК, пробл. 17). М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 5–16.
 7. *Грабежес А.И., Берзон Р.О., Нейкур Т.Л.* Особенности метасоматизма пород восточноуральских золоторудных месторождений, связанных с гранитоидами различной фациальности // Вопросы геохимии и рудообразования. Свердловск, 1977. С. 48–64.
 8. *Замятин Д.А., Щапова Ю.В., Поротников А.В., Вотьяков С.Л., Краснобаев А.А.* К методике изучения химической гетерогенности циркона и состояния его кислородной подрешетки с использованием электронно-зондового микроанализатора // Ежегодник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 160. 2013. С. 326–333.
 9. *Куруленко Р.С.* История формирования Шарташского гранитного массива // Ежегодник-1976. ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1977. С. 39–41.
 10. *Лайпанов Х.Х.* Околорудные метасоматиты Березовского рудного поля // Вопросы геохимии и рудообразования. Свердловск, 1977. С. 65–68.
 11. *Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Краснобаев А.А., Дунаев В.А.* Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Труды II Уральского петрографического совещания. Т. 1. Свердловск, 1969. С. 173–204.
 12. *Овчинников Л.Н., Вороновский С.Н., Мальярова 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., Вотьяков С.Л.* Амазонитсодержащие пегматиты Шарташского массива (Средний Урал): минералогия, петрогенезис // Записки ВМО. 2004. Ч. СХХХIII, № 4. С. 10–20.
 14. *Прибавкин С.В., Монтеро П., Беа Ф., Ферштаттер Г.Б.* U-Pb возраст и состав пород Березовского золоторудного поля (Средний Урал) // Литосфера. 2013. № 1. С. 136–145.
 15. *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.
 16. *Сазонов В.Н.* Лиственитизация и оруденение. М.: Наука, 1975. 172 с.
 17. *Смирнов В.Н., Иванов К.С.* Геодинамические условия формирования гранитоидов Верхисетского батолита (Восточный склон Среднего Урала) // Докл. АН. 2013. Т. 451, № 1. С. 65–67.
 18. *Спиридонов Э.М., Идорова Н.В., Нурмухаметов Ф.М. и др.* Лиственитоподобные апопикритовые флогопит-магнетитовые гумбеиты Березовского месторождения золота с цирконом, монацитом, ксенотимом, фторапатитом, турмалином, реликтовым циекохромитом // Уральский геол. журнал. 2014. № 1. С. 20–67.
 19. *Штейнберг Д.С., Ронкин Ю.Л., Куруленко Р.С., Лепехина О.П., Берсенева Н.П.* Rb-Sr возраст пород Шарташского интрузивно-дайкивого комплекса // Ежегодник-1988. ИГГ УрО АН СССР, Свердловск, 1989. С. 110–112.
 20. *Ewing R.C., Meldrum A., Wang L., Weber W.J., Corrales L.R.* Radiation effects in zircon // Zircon Rev. Miner. Geochem / Eds J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. 2003. V. 53. P. 387–425.
 21. *Frietsche R., Dhalkamp F.J.* Contribution to characteristics of uranium oxides // IAEA-Techdoc-1258. Assessment of uranium deposit types and resources – a worldwide perspective. Vienna, 2001. P. 223–237.
 22. *Geisler T., Schleicher H.* Improved U-Th-total Pb dating of zircons by electron microprobe using a simple new background modeling procedure and Ca as a chemical criterion of fluid-induced U-Th-Pb discordance in zircon // Chem. Geol. 2000. V. 163. P. 269–285.
 23. *Grew E.S., Suzuki K., Asami M.* CHIME ages of xenotime, monazite and zircon from beryllium pegmatites in the Napier Complex, Khmara Bay, Enderby Land, East Antarctica // Polar Geosci. 2001. V. 14. P. 99–118.
 24. *Hoskin P.W.O., Schaltegger U.* The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis / Eds J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. Zircon. Rev. Miner. Geochem. 2003. V. 53. P. 27–62.
 25. *Kaur P., Chaudhri N., Biju-Sekhar S., Yokoyama K.* Electron probe microanalyser chemical zircon ages of the Khetri granitoids, Rajasthan, India: Records of wide-spread late Paleoproterozoic extension-related magmatism // Curr. Sci. 2006. V. 90. No. 1. P. 65–73.
 26. *Montel J.M., Foret S., Veschambre M., Nicollet C., Provost A.* Electron microprobe dating of monazite // Chem. Geol. 1996. V. 131. P. 37–53.
 27. *Nasdala L., Wenzel M., Vavra G., Irmer G., Wenzel T., Kober B.* Metamictisation of natural zircon accumulation versus thermal annealing of radioactivity-induced damage // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. V. 141. P. 125–144.
 28. *Nasdala L., Kronz A., Hanchar J.M., Tichomirowa M., Davis D.W., Hofmeister W.* Effects of natural radiation damage on back-scattered electron images of single crystals of minerals // Am. Mineralog. 2006. V. 91, No. 11–12. P. 1739–1746.
 29. *Nasdala L., Kronz A., Wirth R., Vaczi T., Perez-Soba C., Willner A., Kennedy A.K.* The phenomenon of deficient electron microprobe totals in radiation-damaged and altered zircon. // Geochim. Cosmochim. Acta. 2009. V. 73. P. 1637–1650.
 30. *Santosh M., Tanaka K., Yokoyama K., Collins A.S.* Late Neoproterozoic-Cambrian Felsic Magmatism Along Transcrustal Shear Zones in Southern India: U-Pb Electron Microprobe Ages and Implications for the Amalgamation of the Gondwana Supercontinent // Gondw. Res. 2005. V. 8. Iss. 1. P. 31–42.
 31. *Suzuki K., Kato T.* CHIME dating of monazite, xenotime, zircon and polycrase: Protocol, pitfalls and chemical criterion of possibly discordant age data // Gondw. Res. 2008. V. 14. P. 569–586.
 32. *Zhao D., Ewing R.C.* Alteration products of uraninite from the Colorado Plateau // Radiochim. Acta. 2000. V. 88. P. 739–749.