

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АКЦЕССОРНОГО ЦИРКОНА ИЗ ДОРУДНЫХ ДАЕК МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА ПАНОВСКАЯ ЛЯГА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

© 2020 г. Е. А. Зинькова, М. В. Червяковская, И. А. Готтман

Результаты исследования U-Pb-изотопной системы и микроэлементного состава акцессорных цирконов из дорудных даек жильных диоритовых порфиров месторождения золота Пановская Ляга позволили выявить наличие двух разновозрастных популяций среди цирконов, различающихся по морфологии, внутреннему строению, геохимическим характеристикам (спектрам распределения РЗЭ и уровню отношений микроэлементов). Зерна ранней популяции отвечают магматическим разностям. Их насыщенность минералами-включениями, по составу аналогичными минералам базиса диоритовых порфиров, указывает на рост циркона на финальной стадии образования породы. Их возраст составляет 377.5 ± 8.6 млн лет и, вероятно, фиксирует время внедрения и кристаллизации даек диоритовых порфиров. Цирконы более поздней популяции обладают морфологией и геохимическими особенностями, указывающими на гидротермальные преобразования. Отсутствие в них минералов-включений из породы-хозяина указывает на рост цирконов уже после полной раскристаллизации породы. По всей вероятности, эти цирконы, имеющие возраст 327.2 ± 3.0 млн лет, фиксируют более позднее тектонотермальное событие, наложившееся на диоритовые порфиры, например процессы пропилитизации, которым подвержены дайки, либо влияние гранитоидов крупного Верхисетского батолита, в экзоконтакте которого находится месторождение.

ВВЕДЕНИЕ

Месторождение золота Пановская Ляга расположено на Среднем Урале, в экзоконтакте крупного Верхисетского тоналит-гранодиоритового массива. Оно представлено серий кварцево-сульфидных золоторудных жил, которым предшествуют дайки диоритовых порфиров, пересекающих гранодиориты Пановского массива с раннедевонско-раннеэфельским возрастом, согласно геологическим данным [Смирнов, Ведерников, 1987]. По многочисленным литературным источникам [Заводчиков, 1948; Смирнов, Ведерников, 1987; Сазонов и др., 2001], все дайки диоритовых порфиров дорудные. Согласно нашим полевым наблюдениям, они ассоциируют с продуктивными сульфидно-кварцевыми жилами и, находясь в экзоконтакте последних, претерпевают изменения, близкие к процессам пропилитизации (хлоритизация, карбонатизация, обогащение сульфидами). Несмотря на изменения, дайки обладают четкой порфировидной структурой за счет выделения плагиоклаза, биотита, эпидота, сфена. В них присутствуют такие акцессории, как циркон, ильменит, рутил и самородный никель.

В связи с тем что дайки дорудные, определение их возраста важно для фиксации нижнего возрастного рубежа месторождения. Известно, что циркон является главным минералом-геохронометром, и изучение его изотопно-геохимических свойств помогает расшифровать историю происхождения породы и определить ее возраст. С этой целью нами исследован акцессорный циркон из диоритовых даек. Ранее было проведено U-Pb датирование (по

цирконам) диоритовых даек с помощью прецизионного вторично-ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург. Результаты исследования позволили выявить два возрастных кластера среди цирконов. Среднее значение для цирконов первой группы составило 381.1 ± 5.7 млн лет, а для цирконов второй группы – 324.7 ± 6.7 млн. Таким образом, вопрос о возрасте кристаллизации жильных диоритовых порфиров остался открытым, что заставило нас продолжить исследования циркона.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изотопно-геохимические исследования цирконов из дорудных даек проводились в ЦКП «Геоаналитик» ФГБУН Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург (аналитик М.В. Червяковская). Для измерений использовалась та же шайба с цирконами, что и в ЦИИ ВСЕГЕИ. Были изучены минеральные включения в цирконах, а также проведено U-Pb изотопное датирование этих цирконов и изучен их микроэлементный состав. Все измерения проводились в помещении класса чистоты ИСО 7.

Химический состав минеральных включений в цирконах определялся на электронном сканирующем микроскопе JSM-6390LV (JEOL) с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments. Анализы осуществлялись с ускоряющим напряжением 20 кВ, время регистрации импульсов 30 с. Были использованы

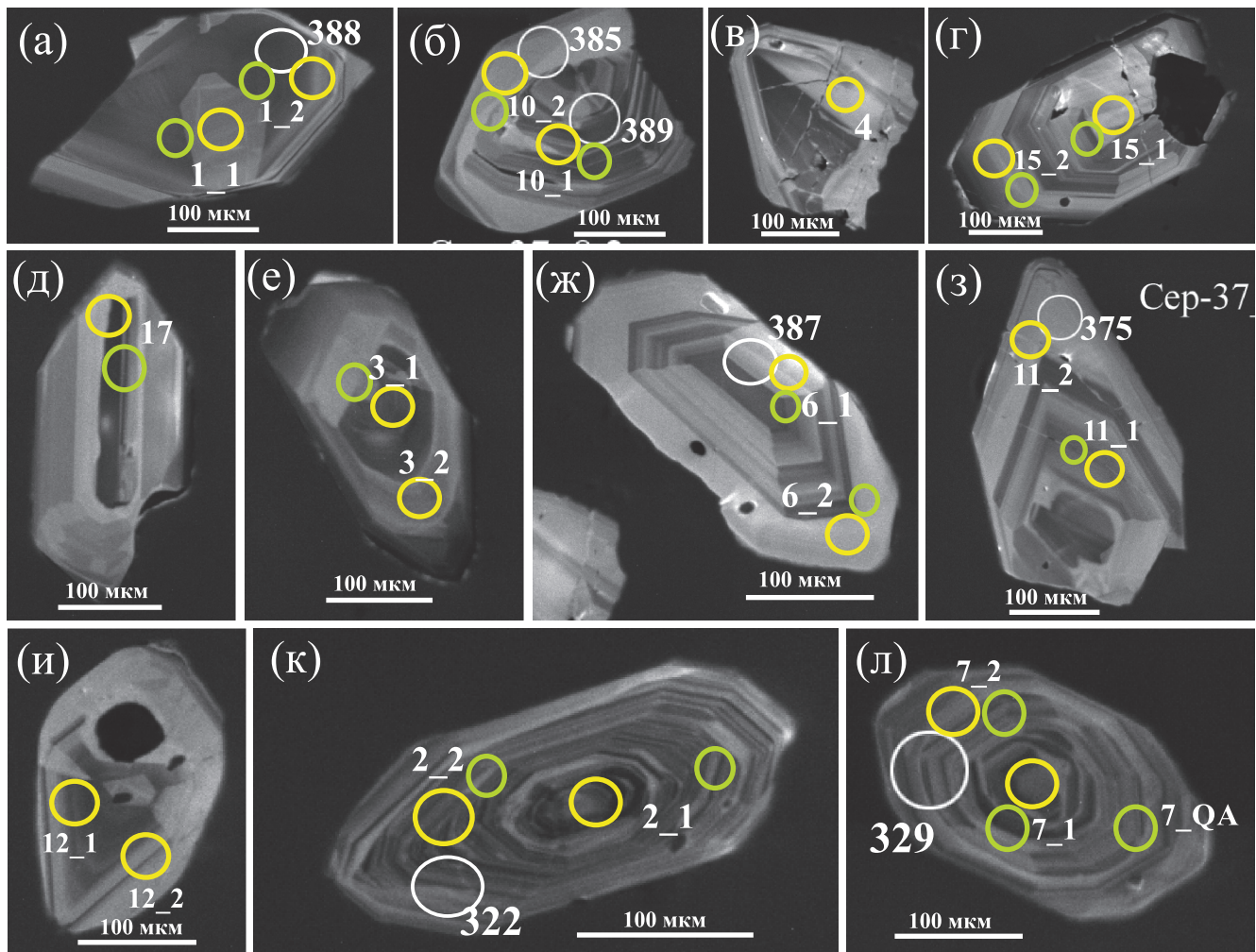


Рис. 1. Католюминесцентные изображения циркона из жильных диоритовых порфиров месторождения Ау Пановская Ляга.

Кружки – точки измерения: большие белые – U-Pb возраст, SHRIMP-II; желтые – U-Pb возраст, LA; зеленые – микроэлементный состав. Цифрами рядом с кружками обозначены номера зерен циркона и точки измерения. Цифры рядом с большими белыми кружками – возраст, полученный на SHRIMP-II.

сертифицированные стандартные образцы: диопсид, жадеит, ортоклаз, рутил, родонит, Cr_2O_3 , Fe_2O_3 .

U-Pb датирование цирконов выполнено на квадрупольном ИСП-МС NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для ЛА NWR 213 (ESI). Процедура измерения Pb/U-изотопных отношений и алгоритм расчета возраста изложены в статье [Зайцева и др., 2016]. Параметры приставки для ЛА: диаметр кратера 25 мкм, частота повторения импульсов 10 Гц, плотность энергии 12.5–13.5 Дж/см². Обработку результатов проводили в программе Glitter V4.4. Корректировка присутствия общего свинца проведена в программе ComPbCorr [Andersen, 2002].

Построение конкордии выполнено с помощью макроса для Excel Isoplot v.4.15. В качестве первичного стандарта использовали циркон GJ-1 (в качестве вторичных – цирконы 91500 и Plesovice), измеренный методом «взятия в вилку» через 10 измерений.

Анализ микроэлементного состава проведен на ИСП-МС NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для ЛА NWR 213. Параметры приставки для ЛА: энергия лазерного излучения – диаметр кратера 25 мкм, частота повторения импульсов 10 Гц, плотность энергии 10.5–11.5 Дж/см². Обработка результатов производилась в программе Glitter V4.4. с использованием внутреннего стандарта SiO_2 , в качестве внешнего первичного стандарта применяли стандартное стекло NISTSRM 610 (в качестве вторичного – стандартное стекло NISTSRM 612), измеренное методом «взятия в вилку» через 10–12 измерений. Концентрации определяли для следующих элементов: Li, Be, B, Na, Mg, Al, Si, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th, U.

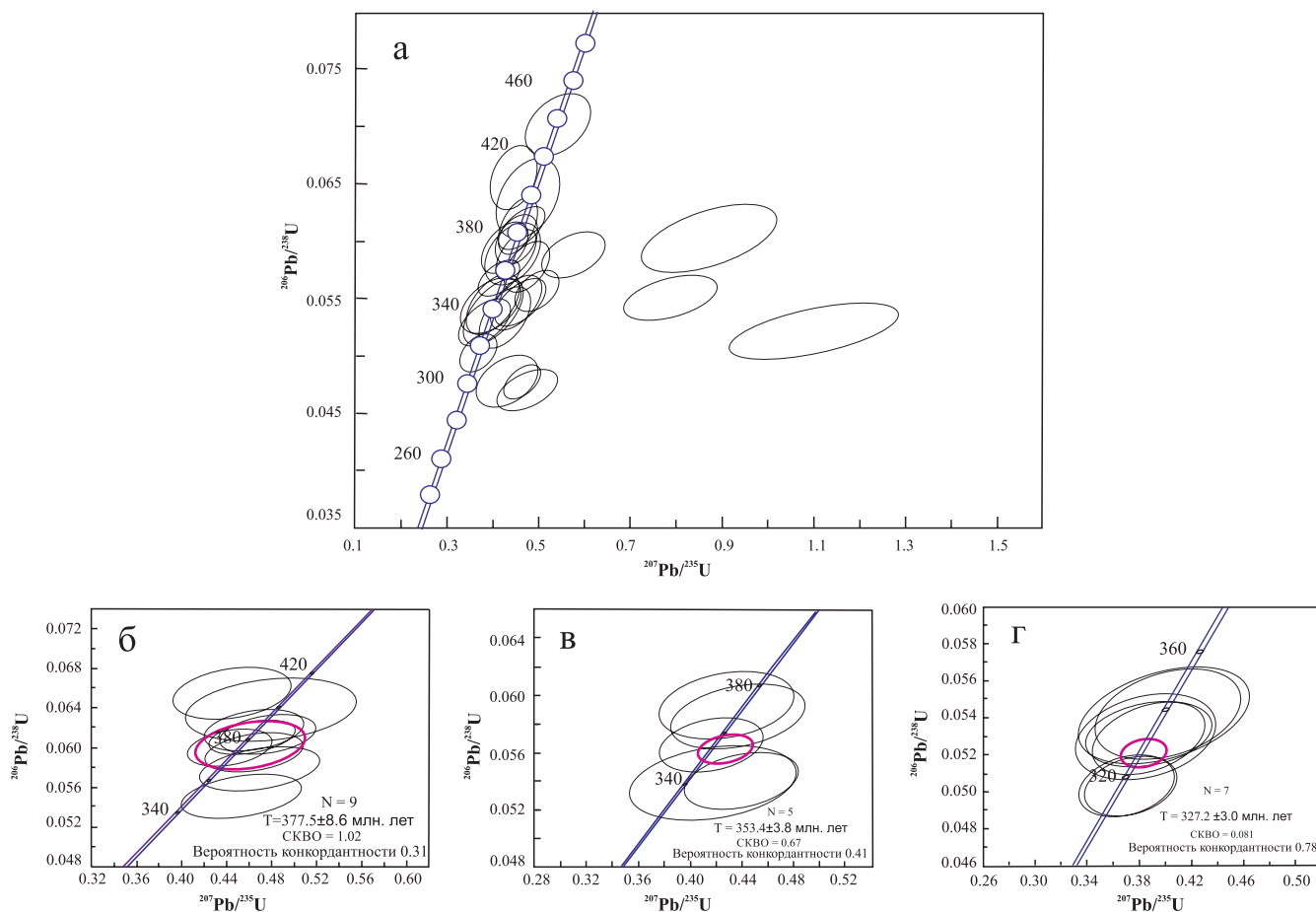


Рис. 2. U-Pb диаграммы с конкордией для цирконов из жильных диоритовых порфиров месторождения Ау Пановская Ляга.

а – все изученные точки цирконов, в том числе содержащие нерадиоγενный свинец; б–г – с конкордантными возрастaми: б – 377.5 ± 8.6 млн лет, в – 353.4 ± 3.8 , г – 327.2 ± 3.0 млн лет.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Морфология и внутреннее строение зерен циркона. Католюминесцентные изображения кристаллов (рис. 1) позволяют выделить среди изученных цирконов два морфологических типа. Первый – преобладающие по количеству, более крупные короткопризматические кристаллы с хорошо выраженной ритмичной зональностью (см. рис. 1а–и), характерной для магматических цирконов. Они умеренно насыщены включениями плагиоклаза (альбит, олигоклаз), биотита, эпидота, сфена, идентичными по составу этим минералам основной массы диоритовых порфиров, что указывает на рост циркона на завершающих этапах кристаллизации породы. Также для цирконов этой группы характерны включения апатита и кварца. Второй тип цирконов (см. рис. 1к, л) – более мелкие длиннопризматические кристаллы со специфической тонкоритмичной зональностью. Отсутствие в них минеральных включений, за исключением кварца и апатита, говорит о кристаллизации

этих цирконов в постмагматическую стадию, когда вмещающая их порода была уже полностью раскристаллизована.

Микроэлементный состав циркона. Результаты изучения микроэлементного состава цирконов приведены в табл. 1 и на рис. 3–5. Цирконы разных морфотипов, выявленных по католюминесцентным изображениям, различаются и по геохимическим характеристикам.

Для первого морфотипа характерны спектры с резким ростом от легких редкоземельных элементов к тяжелым. В них ярко выражена положительная цериевая аномалия и присутствует небольшая отрицательная аномалия европия (см. рис. 3). В целом такое распределение редкоземельных элементов характерно для неизмененных магматических цирконов [Hoskin, Schaltegger, 2003].

Для цирконов второго морфотипа характерно повышенное содержание ЛРЗЭ, с чуть более низким либо таким же содержанием ТРЗЭ. Цериевая аномалия выражена слабо или полностью от-

Таблица 1. Химический состав циркона из жильных диоритовых порфиров месторождения золота Пановская Ляга

N	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Зерно, точка	1_1	1_2	3_1	17	10_1	10_2	15_1	15_2	2_1	2_2	7_1	7_2	7-QA	6_1	6_2	11_2
Элемент, ppm																
Al	<по	<по	32	1756	75	5	151	<по	<по	<по	16	29	50	7	340	1570
Ti	5.02	<по	5.32	2.19	4.59	12.98	<по	5.21	3.27	3.94	3.53	4.93	5.69	3.63	<по	74.26
Cr	<по	<по	<по	10.02	9.56	<по	<по	<по	<по	<по	<по	<по	<по	8.52	9.75	<по
Fe	<по	<по	<по	340	<по	<по	<по	<по	<по	<по	<по	<по	<по	<по	<по	<по
Ni	2.19	<по	<по	<по	<по	<по	1.42	<по	<по	<по	<по	<по	<по	<по	<по	<по
Sr	<по	0.143	0.41	4.46	0.4	0.28	<по	<по	<по	<по	0.34	1.71	15.93	1.93	2.33	11.51
Y	1088	975	679	425	531	287	1854	788	740	406	551	474	307	944	762	795
Nb	1.54	1.43	0.92	0.32	0.5	0.48	4.02	1.13	2.16	1.12	1.01	1.46	0.63	1.12	1.01	1.32
Ba	0.082	0.28	0.74	24.03	1.11	0.22	0.31	<по	0.077	<по	<по	0.43	<по	<по	0.92	9.99
La	<по	<по	0.033	0.251	0.075	0.033	<по	0.044	<по	<по	0.51	3.84	15.09	1.87	0.439	0.058
Ce	6.2	6.11	4.34	2.49	2.79	2.2	9.95	3.72	18.1	14.72	12.78	19.02	44.62	8.6	5.29	4.57
Pr	0.03	<по	0.014	0.083	<по	<по	0.037	0.019	<0.061	0.018	0.333	0.99	4.17	0.563	0.298	0.064
Nd	0.97	1.42	0.34	0.85	0.29	0.083	1.36	0.78	0.68	0.65	2.21	5.52	17.4	2.75	2.11	0.098
Sm	1.19	1.74	1.06	1.34	1.07	0.37	2.78	0.77	1.95	0.62	1.52	2.81	2.19	2.51	1.36	0.99
Eu	0.69	0.85	0.353	0.58	0.62	0.318	1.06	0.54	0.8	0.71	0.78	0.67	1.21	0.94	0.74	0.41
Gd	11.47	12.38	7.38	6.07	6.27	3.8	21.54	7.99	10.25	7.39	9.58	8.21	6.98	13.83	7.66	7.88
Tb	4.12	5.02	3.28	2.49	1.97	1.23	8.41	3.04	4.12	2.56	3.64	2.72	2.38	5.17	3.37	3.35
Dy	73.4	74.14	44.01	29.94	35.46	17.03	121.83	49.94	55.49	34.07	41.4	35.37	26.83	65.71	47.02	47.37
Ho	33.27	35.99	21.94	12.74	16.1	8.22	54.39	24.71	23.26	14.59	17.57	14.52	10.61	30.69	22.65	23.84
Er	190.02	202.73	125.89	64.76	90.47	48.69	321.94	138.7	124.9	75.99	89.39	72.32	55.23	163.61	140.06	140.89
Tm	47.21	48.71	32.92	16.72	24.64	12.64	83.25	34.39	30.44	18.65	20.74	18.04	12.59	40.23	34.94	36.59
Yb	540	530	350	188	268	139	908	389	321	187	234	203	133.2	447	387	404.77
Lu	132.52	146.5	87.66	47.35	68.97	35.51	230.73	111.9	76.72	51.98	52.21	46.55	32.32	111.54	98.77	104.33
Hf	9863	10675	11990	9338	94.23	10685	20550	10133	11117	12627	9467	10275	10920	9743	11712	9451
Ta	0.417	0.58	0.424	0.04	0.155	0.173	0.9	0.213	0.76	0.44	0.6	0.59	0.337	0.381	0.46	0.229
Th	58	85	60	19	28	134	41	34	110	124	87	95	65	25	46	31
U	190	329	207	67	105	239	160	150	264	288	192	195	142	99	193	130
Th/U	0.31	0.26	0.29	0.28	0.26	0.56	0.25	0.23	0.42	0.43	0.45	0.49	0.46	0.25	0.24	0.24
Ce/Ce*	27.15	14.61	48.27	4.12	7.70	9.16	39.11	30.76	55.87	82.95	7.41	2.33	1.34	2.00	3.50	17.93
Eu/Eu*	0.57	0.56	0.39	0.63	0.74	0.82	0.42	0.67	0.55	1.02	0.63	0.43	0.95	0.49	0.70	0.45

Примечание. Возраст цирконов, млн лет: 1–8 – 377.5 ± 8.6, 9–13 – 327.2 ± 3.0, 14–16 – 353.4 ± 3.8; <по – значения ниже предела обнаружения.

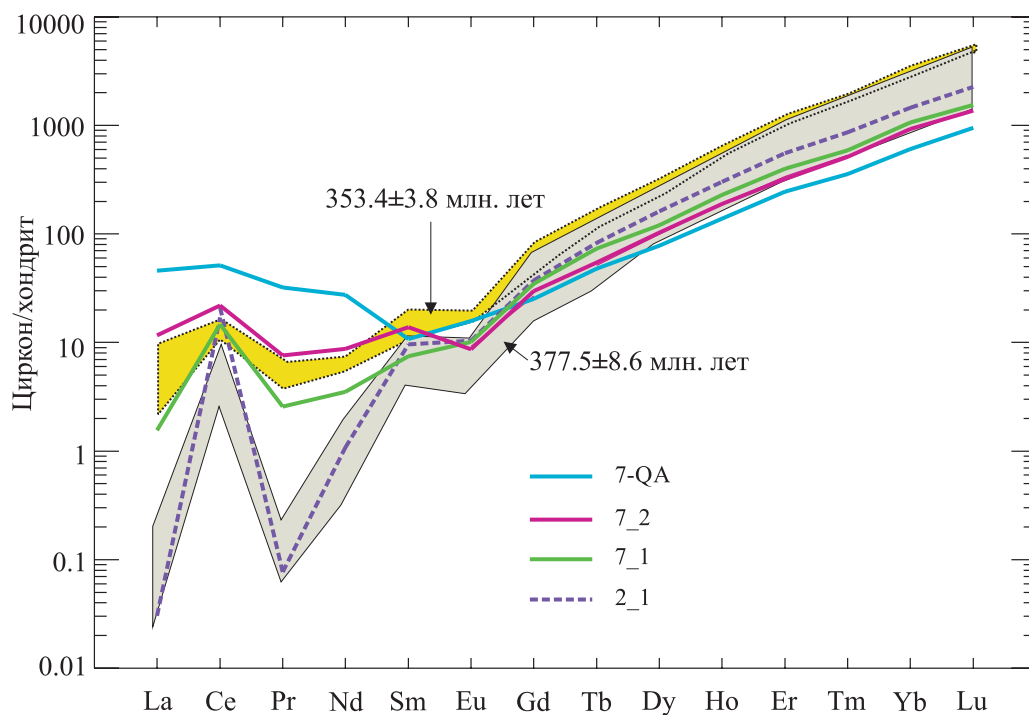


Рис. 3. Распределение РЗЭ в цирконах из жильных диоритовых порфиров месторождения Ау Пановская Ляга.

Желтым полем обозначена область распределения РЗЭ цирконов с возрастом 353.4 ± 3.8 млн лет, серым – 377.5 ± 8.6 млн лет. Отдельные спектры распределения РЗЭ приведены для цирконов с возрастом 327.2 ± 3.0 млн лет. Нумерация спектров соответствует номерам точек анализа в табл. 1.

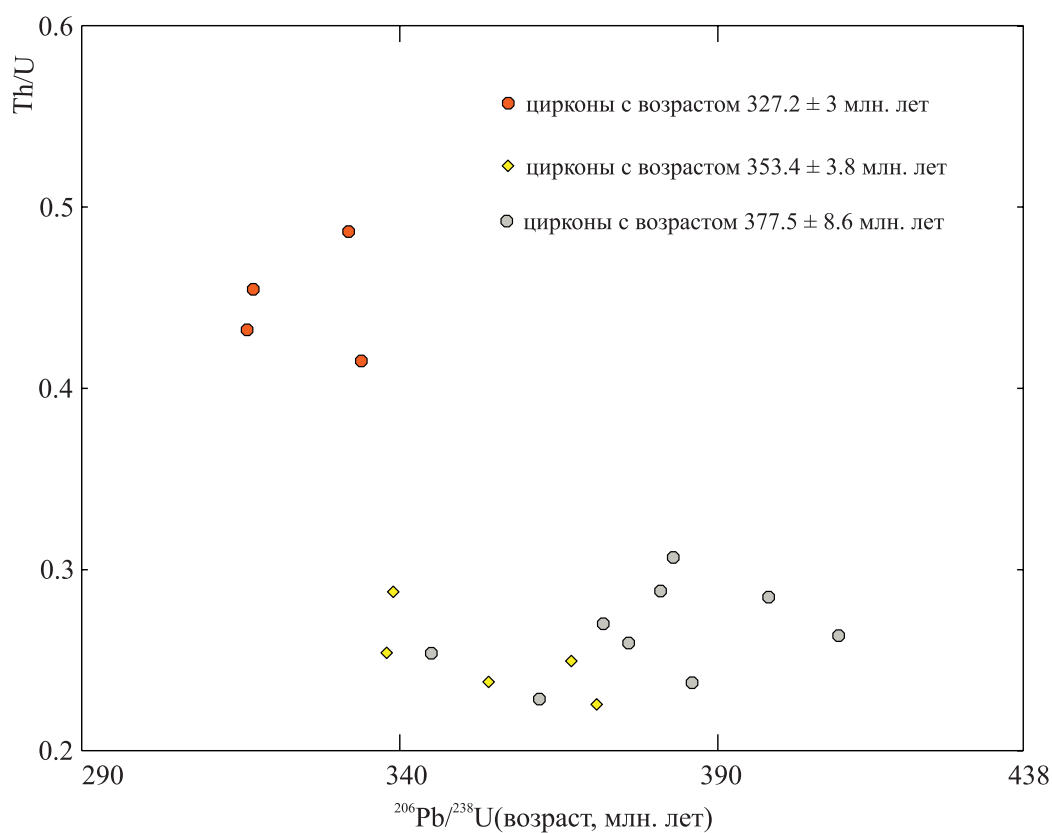


Рис. 4. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (возраст, млн лет) – Th/U для цирконов из жильных диоритовых порфиров месторождения Ау Пановская Ляга.

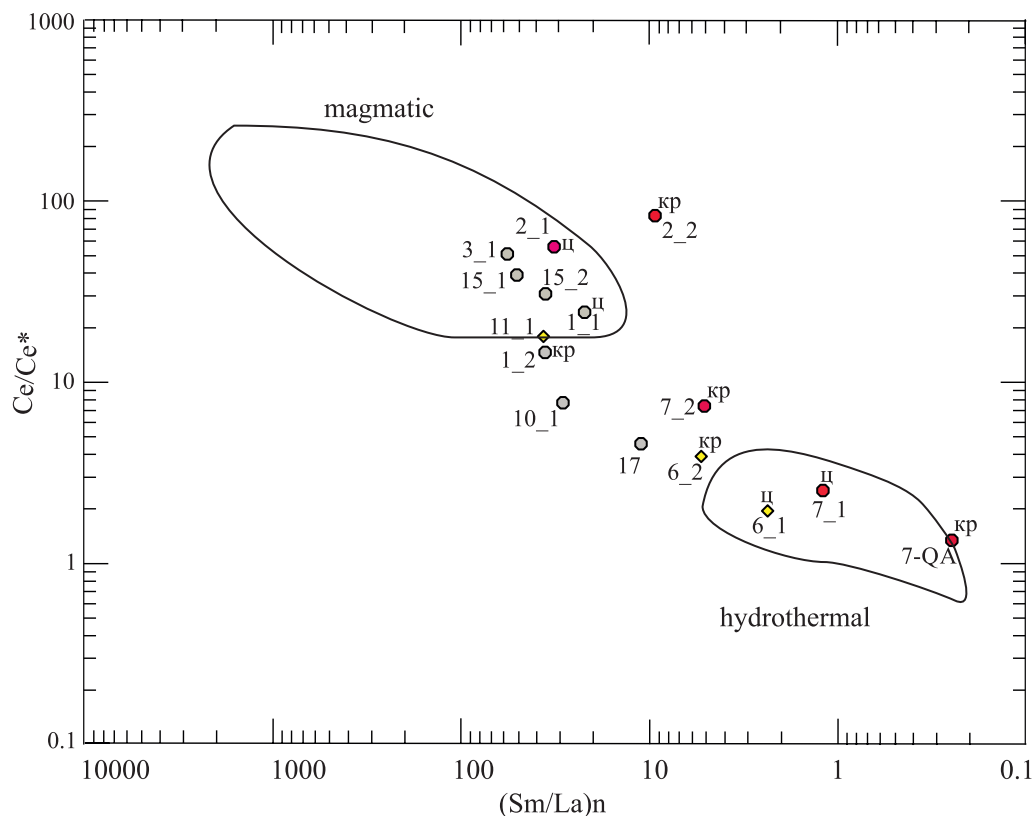


Рис. 5. Вариации составов цирконов из жильных диоритовых порфиров месторождения Ау Пановская Ляга в координатах Ce-аномалия – $(\text{Sm/La})_n$.

Все элементы нормированы на хондрит. $\text{Ce/Ce}^* = \text{Ce}/\sqrt{\text{La}} \times \text{Pr}$. Поля magmatic, hydrothermal цирконов по [Hoskin, 2005; Fu et al., 2009]. Условные обозначения см. на рис. 4. Цифры рядом с условными обозначениями – номера зерен циркона и точки измерения; ц – центр зерна, кр – его край.

сутствует. Европиевая аномалия выражена слабо. Такое распределение редкоземельных элементов, согласно литературным данным [Ферштатер и др., 2012; Fu et al., 2009; Hoskin, 2005; Guo et al., 2011; Gusev, 2018], характерно для гидротермальных либо измененных магматических цирконов. На диаграмме $\text{Ce}_{\text{ан}} - (\text{Sm/La})_n$ (см. рис. 5) большинство цирконов первого морфотипа с ярко выраженной цериевой аномалией находятся в поле magmatic цирконов. Цирконы второго морфотипа с повышенным содержанием легких редкоземельных элементов, неярко выраженной цериевой и европиевой аномалиями на данной диаграмме попадают в поле hydrothermal цирконов. Следует отметить, что есть цирконы, занимающие либо промежуточное положение между этими полями, либо близкое к тому или иному полю. Там, где можно проследить состав циркона центр–кайма, выявляется закономерность, что центральные части цирконов находятся в полях hydrothermal либо magmatic цирконов соответственно, тогда как их краевые части – за пределами этих полей, но близко к их границе. Вероятно, это говорит о том, что цирконы в краевых частях были подвержены незначительным из-

менениям. Цирконы, занимающие промежуточное положение между этими полями, вероятно, были подвержены более интенсивным изменениям.

Для цирконов первого морфотипа характерны более низкие величины Th/U отношений (0.23–0.31), чем для цирконов второго морфотипа (0.42–0.49). Несомненно, различные значения Th/U отношений в цирконах разных морфотипов указывают на их кристаллизацию в различных геохимических условиях, что подтверждается и разным набором минеральных включений в разных типах цирконов.

Результаты U-Pb датирования. Результаты изучения U-Pb изотопной системы цирконов приведены в табл. 2. и на U-Pb диаграммах (рис. 2). По полученным результатам выявлены три возрастных кластера среди цирконов, млн лет: 1 – 377.5 ± 8.6 , 2 – 353.4 ± 3.8 , 3 – 327.2 ± 3.0 (см. рис. 2б–г). Первые два кластера образуют цирконы первого морфотипа, по количеству преобладающие в пробе. Более молодой возрастной кластер – 327.2 ± 3.0 млн лет – получен по более редким цирконам второго морфотипа. Следует отметить, что кластеры с возрастом 377.5 ± 8.6 и 327.2 ± 3 млн лет практически совпали, в пределах погрешности измерения, с полученными

Таблица 2. U-Pb изотопные данные для цирконов из жильных диоритовых порфиров месторождения золота Пановская Ляга

N	Зерно, точка	Содержание, ppm				Изотопные отношения						Возраст, млн лет					
		Pb ²⁰⁶	Th ²³²	U ²³⁸	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ
1	1_1	50.11	58.29	190.02	0.31	0.056	0.003	0.48	0.03	0.061	0.001	468	119	396	19	383	8
2	1_2	85.02	85.43	329.05	0.26	0.054	0.003	0.44	0.03	0.060	0.001	353	116	373	18	376	7
3	3_1	54.36	59.6	206.89	0.29	0.055	0.003	0.46	0.03	0.061	0.001	409	110	385	17	381	7
4	3_2	41.73	37.25	156.76	0.24	0.055	0.003	0.46	0.03	0.062	0.001	393	127	387	20	386	8
5	4	49.19	51.83	191.84	0.27	0.057	0.003	0.46	0.03	0.059	0.001	476	126	387	20	372	8
6	17	18.61	19.14	67.22	0.28	0.054	0.005	0.48	0.05	0.064	0.002	390	212	397	34	398	13
7	10_1	30.01	27.73	105.19	0.26	0.049	0.004	0.44	0.03	0.066	0.002	158	156	373	24	409	10
8	10_2	57.91	134.46	239.1	0.56	0.153	0.014	1.10	0.12	0.052	0.002	2379	154	753	59	328	10
9	15_1	39.35	40.6	159.92	0.25	0.060	0.004	0.45	0.03	0.055	0.001	595	150	380	24	345	9
10	15_2	37.36	34.21	149.7	0.23	0.059	0.004	0.47	0.03	0.058	0.001	566	145	391	24	362	9
11	2_1	60.43	109.57	263.88	0.42	0.053	0.004	0.39	0.03	0.053	0.001	322	175	332	24	334	7
12	2_2	62.27	124.41	287.74	0.43	0.054	0.003	0.37	0.02	0.050	0.001	369	131	322	18	316	6
13	7_1	44.63	94.82	194.9	0.45	0.053	0.004	0.39	0.03	0.053	0.001	337	150	333	21	332	8
14	7_2	41.82	87.21	191.81	0.49	0.053	0.003	0.37	0.02	0.050	0.001	344	134	320	18	317	7
15	6_1	23.09	25.24	99.29	0.25	0.056	0.005	0.42	0.04	0.054	0.002	459	208	354	30	338	11
16	6_2	47.18	46.01	193.21	0.24	0.053	0.003	0.42	0.03	0.057	0.001	345	132	353	19	354	7
17	11_1	32	31.39	125.79	0.25	0.054	0.004	0.44	0.03	0.059	0.001	371	160	367	24	367	9
18	11_2	33.53	31.06	130.21	0.24	0.071	0.005	0.58	0.04	0.059	0.001	963	137	462	28	368	8
19	12_1	43.72	53.44	185.71	0.29	0.059	0.004	0.44	0.03	0.054	0.001	570	130	370	21	339	8
20	12_2	32.98	28.77	127.53	0.23	0.052	0.004	0.43	0.03	0.059	0.002	297	165	361	24	371	9

ранее в данной пробе (ионный микрозонд SHRIMP-II, ВСЕГЕИ) возрастными кластерами цирконов: 381.1 ± 5.7 и 324.7 ± 6.7 млн лет. Это говорит в пользу большой вероятности реальных геологических событий, протекавших в это время в регионе.

Для цирконов с верхнедевонской датировкой, франский ярус (377.5 ± 8.6 млн лет), характерны следующие черты: 1) наличие правильной ритмичной зональности; 2) типичные для неизменных магматических цирконов спектры распределения редкоземельных элементов; 3) нахождение в поле magmatic цирконов на диаграмме $Ce_{an}-(Sm/La)_n$ (см. рис. 5). Насыщенность цирконов этой группы минералами-включениями, по составу идентичными минералам основной массы диоритовых порфиров, говорит о росте циркона на завершающем этапе формирования этой породы. По всей видимости, цирконы с возрастом 377.5 ± 8.6 млн лет фиксируют время внедрения и кристаллизации даек диоритовых порфиров, что не противоречит геологической позиции даек, рассекающих раннедевонско-раннеэфельские гранодиориты Пановского массива.

Цирконы промежуточного возрастного кластера (353.4 ± 3.8 млн лет) по морфологии и внутреннему строению идентичны ранним цирконам. Для них характерна правильная ритмичная зональ-

ность, тот же состав минеральных включений и относительно низкие величины Th/U-отношений. Отличительной их чертой от ранних цирконов являются повышенные содержания легких редкоземельных элементов (см. рис. 3). На диаграмме $Ce_{an}-(Sm/La)_n$ они, как правило, занимают промежуточное положение между полями magmatic и hydrothermal цирконов, что характерно для измененных цирконов. Вероятно, средний возрастной кластер (353.4 ± 3.8 млн лет) не является отражением реального геологического события в регионе. Учитывая сходства этих цирконов по многим параметрам с ранними цирконами, с одной стороны, и различия, с другой, можно предположить, что средний возрастной кластер образуют магматические цирконы раннего кластера, но подвергшиеся изменениям. Изменения химического состава цирконов могут вызвать нарушения U-Pb изотопной системы, результатом которых может стать так называемый эффект «сползания по конкордии». За последние годы в ЦИИ ВСЕГЕИ получены десятки примеров «сползания» значений возраста по конкордии [Бережная, Левский, 2015]. Причины могут быть разными, но главным механизмом нарушения U-Pb системы является перекристаллизация циркона с потерей свинца, вследствие чего промежуточные

конкордантные значения могут не иметь смысла. Так и в нашем случае, промежуточный возрастной кластер 353.4 ± 3.8 млн лет, вероятнее всего, не имеет геологического смысла, а является эффектом «сползания по конкордии» в результате частичной перекристаллизации более ранних цирконов. Подтверждением такого вывода служит отсутствие пород с таким возрастом в регионе.

Карбоновые цирконы (граница визейского и серпуховского ярусов, 327.2 ± 3.0 млн лет) обладают следующими чертами: 1) наличие специфической тонкоритмичной зональности; 2) типичные для гидротермальных либо измененных магматических цирконов спектры распределения РЗЭ; 3) нахождение в поле hydrothermal цирконов на диаграмме Сеан-(Sm/Nd)_n (см. рис. 5). Отсутствие в цирконах этой группы минералов-включений из вмещающих их диоритовых порфиров указывает на рост цирконов уже после полной раскристаллизации породы. Следует обратить внимание на более высокие значения Th/U-отношений, характерные для цирконов этой группы. По всей вероятности, цирконы с возрастом 327.2 ± 3.0 млн лет фиксируют более позднее тектонотермальное событие, наложившееся на диоритовые порфириды. Этим событием могут быть процессы пропилитизации, которым подвержены дайки, либо влияние гранитоидов крупного Верхисетского батолита, в экзоконтакте которого находится месторождение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследования U-Pb-изотопной системы и микроэлементного состава акцессорных цирконов из жильных диоритовых порфиров месторождения золота Пановская Ляга выявлено наличие двух разновозрастных популяций среди цирконов, различающихся по морфологии, внутреннему строению, геохимическим характеристикам (спектрам распределения РЗЭ и уровню соотношений микроэлементов). Зерна ранней популяции отвечают магматическим разностям. Их насыщенность минералами-включениями, по составу аналогичным минералам базиса диоритовых порфиров, указывает на рост циркона на финальной стадии образования породы. Их возраст составляет 377.5 ± 8.6 млн лет и, вероятно, фиксирует время внедрения и кристаллизации даек диоритовых порфиров. Цирконы более поздней популяции обладают морфологией и геохимическими особенностями, указывающими на гидротермальные преобразования. Отсутствие в них минералов-включений из породы-хозяина указывает на рост цирконов уже после полной раскристаллизации породы. По всей вероятности, эти цирконы, имеющие возраст 327.2 ± 3.0 млн лет, фиксируют более позднее тектонотермальное событие, наложившееся на диоритовые порфириды, например процессы

пропилитизации, которым подвержены дайки, либо влияние гранитоидов крупного Верхисетского батолита, в экзоконтакте которого находится месторождение.

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы № з/р АААА-А18-118052590029-6; аналитические данные получены в Центре коллективного пользования УрО РАН «Геоаналитик».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бережная Н.Г., Левский Л.К. Локальные методы и аномалии уран-свинцовой системы в цирконах // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы: мат-лы VI Рос. конф. по изотопной геохронологии (2–5 июня 2015 г., Санкт-Петербург). СПб.: Springer, 2015. С. 37–39.
- Заводчиков С.Г. Месторождения Невьянского района // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1948. С. 195–234.
- Зайцева М.В., Пупышев А.А., Щанова Ю.В., Вотяков С.Л. U-Pb датирование цирконов с помощью квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой NexION 300S и приставки для лазерной абляции NWR 213 // Аналитика и контроль. 2016. Т. 20, № 4. С. 294–306. <https://doi.org/10.15826/analitika.2016.20.4.006>.
- Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 2001. 622 с.
- Смирнов В.Н., Ведерников В.В. Магматизм Петрокаменской структурно-формационной зоны (Средний Урал): препринт. Свердловск: УО АН СССР, 1987. 72 с.
- Феритатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П. Геохимия циркона из магматических и метаморфических пород Урала // Литосфера. 2012. № 4. С. 13–29.
- Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Chem. Geol. 2002. V. 192, iss. 1–2. P. 59–79. [https://doi.org/10.1016/s0009-2541\(02\)00195-x](https://doi.org/10.1016/s0009-2541(02)00195-x).
- Fu B., Mernagh T.P., Kita N.T. et al. Distinguishing magmatic zircon from hydrothermal zircon: A case study from the Gidginbung high-sulphidation Au-Ag-(Cu) deposits, SE Australia // Chem. Geol. 2009. V. 259. P. 131–142.
- Guo H., Du Y.S., Yang J.H. et al. U-Pb geochronology of hydrothermal zircon from the Mesoproterozoic Gaoyuzhuang Formation on the northern margin of the North China Block and its geological implications // Sci. China Earth Sci. 2011. V. 54. P. 1675–1685. <https://doi.org/10.1007/s11430-011-4253-7>.
- Gusev A.I. Composition of Magmatic and Hydrothermal Zircon in the Elinovskii Massif, Gorny Altai // Geology of Ore Deposits. 2018. V. 60, no. 8. P. 708–716.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircons and igneous and metamorphic petrogenesis / ed. by M.J. Hancher, P.W.O. Hoskin // Zircon Rev. Min. Geochim. 2003. V. 53. P. 27–55.
- Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 637–648.