УЛЬТРАМАФИТЫ ИЛЬМЕННО-ВИШНЕВОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ): ГЕОТЕРМОМЕТРИЯ ПО Тi В ЦИРКОНЕ

П. М. Вализер¹, А. А. Краснобаев², Н. М. Глебова¹

¹Ильменский государственный заповедник, Миасс; valizer@ilmeny.ac.ru

²Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург; krasnobaev@igg.uran.ru

В статье изложены результаты определения температуры кристаллизации цирконов (78 кристаллов) из ультрамафитов ильменно-вишневогорского комплекса и Карабашского массива по геотермометру Ti в цирконе. Содержание редких и редкоземельных элементов в цирконе определено методом вторичной ионной масс-спектропии на ионном зонде CAMEKA IMS-4F. Сообщество гетерогенно-полихронных цирконов ультрамафитов включает разновидности с признаками каждой специфическими минералогическими-геохимическими и возрастными характеристиками. Магматические цирконы возраста PR₁ (1770—1740 млн лет) характеризуются концентрацией титана от 16.7 до 29.9 ppm, низкими содержаниями $\Sigma\text{REE}_{\text{cp}} = 482$ ppm, $\text{LREE}_{\text{cp}} = 25.4$ ppm и элементов-примесей $\text{Ca}_{\text{cp}} = 33$ ppm, $\text{Ba}_{\text{cp}} = 1.4$ ppm и $\text{Sr} \leq 0.5$ ppm. Максимум Ce и минимум Eu отчетливо проявлены. $\text{Th}/\text{U}_{\text{cp}} = 0.65$. Магматические цирконы V—E₁ (580—520 млн лет) содержат 7.9—12.9 ppm титана, более высокие концентрации $\Sigma\text{REE}_{\text{cp}} = 623$ ppm, $\text{LREE}_{\text{cp}} = 30$ ppm и элементов-примесей $\text{Ca}_{\text{cp}} = 17$ ppm, $\text{Th}/\text{U}_{\text{cp}} = 0.86$. Магматические цирконы O₃—S (450—420 млн лет) характеризуются концентрацией титана от 7.4 до 19.6 ppm, высокими $\Sigma\text{REE}_{\text{cp}} = 1142$ ppm, низкими $\text{LREE}/\text{HREE} = 0.03$ и $\text{Th}/\text{U}_{\text{cp}} = 0.42$. Цирконы переходного и гидротермального типов (274—1793 млн лет) имеют широкие вариации концентраций титана — от 2.5 до 1160 ppm, которые в основном обусловлены повышенными содержаниями в цирконе LREE, Ca, Ba и Sr. Для реалистичной оценки температуры кристаллизации циркона, а следовательно и ультрамафита, могут быть использованы цирконы магматического типа. Температура кристаллизации циркона, т. е. образования-преобразования ультрамафитов, определена как PR₁ — $(822.5 \pm 37)^\circ\text{C}$; V—E₁ — $(742 \pm 17)^\circ\text{C}$ и O₃—S — $(768 \pm 27)^\circ\text{C}$.

Ключевые слова: ильменно-вишневогорский комплекс, ультрамафит, циркон, геотермометрия, титан.

ULTRAMAFITES OF ILMENY-VISHNEVOGORSKY COMPLEX (SOUTH URALS): TI-IN-ZIRCON GEOTHERMOMETRY

P. M. Valizer¹, A. A. Krasnobaev², N. M. Glebova¹

¹ Ilmeny State Reserve, Miass

²Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the UB RAS, Yekaterinburg

The article presents data on determining the crystallization temperature of zircons (78 crystals) from ultramafites of the Ilmeny-Vishnevogorsky complex and the Karabash massif by Ti-in-zircon geothermometer. The content of RE and REE in zircon is determined by Secondary-Ion Mass Spectrometry using the ion microprobe CAMEKA IMS-4F. A variety of heterogeneous polychronous zircons from ultramafic rocks include varieties with certain specific mineralogical-geochemical and age characteristics. The Early Proterozoic magmatic zircons PR₁ (1770—1740 Ma) are characterized by the concentration of titanium from 16.7 to 29.9 ppm, low contents $\Sigma\text{REE}_{\text{cp}} = 482$ ppm, $\text{LREE}_{\text{cp}} = 25.4$ ppm and impurity elements $\text{Ca}_{\text{av}} = 33$ ppm, $\text{Ba}_{\text{av}} = 1.4$ ppm and $\text{Sr} \leq 0.5$ ppm. High Ce and minimum Eu are distinctly manifested. $\text{Th}/\text{U}_{\text{cp}} = 0.65$. The Cambrian magmatic zircons V—E₁ (580—520 Ma) contain 7.9—12.9 ppm titanium, higher concentrations $\Sigma\text{REE}_{\text{av}} = 623$ ppm, $\text{LREE}_{\text{av}} = 30$ ppm and impurity elements $\text{Ca}_{\text{av}} = 17$ ppm, $\text{Th}/\text{U}_{\text{av}} = 0.86$. The Early Silurian magmatic zircons O₃—S (450—420 Ma) are characterized by titanium concentration from 7.4 to 19.6 ppm, high $\Sigma\text{REE}_{\text{av}} = 1142$ ppm, low $\text{LREE}/\text{HREE} = 0.03$ and $\text{Th}/\text{U}_{\text{av}} = 0.42$. Transition and hydrothermal type of zircons (274—1793 Ma) have wide variations of titanium concentrations from 2.5 to 1160 ppm, that are mainly characterized by high concentrations in zircon LREE, Ca, Ba and Sr. For a real assessment of the crystallization temperature of zircon, and, therefore ultramafites zircons of magmatic type can be used. The crystallization temperature of magmatic zircon types (the formation-transformation of ultramafites) amount to Early Proterozoic PR₁ — $(822.5 \pm 37)^\circ\text{C}$; Cambrian V—E₁ — $(742 \pm 17)^\circ\text{C}$ and Early Silurian O₃—S — $(768 \pm 27)^\circ\text{C}$.

Keywords: Ilmeny-Vishnevogorsky complex, ultramafites, zircon, Ti-in-zircon geothermometry.

Введение

Ультрамафиты в структуре ильменно-вишневогорского комплекса (ИВК) закономерно рассредоточены в виде цепочек в зонах сочленения тектонических пластин (рис. 1). Они слагают как крупные серпентинитовые массивы (Будымский, Няшевский и др.), обладающие индивидуальными особенностями строения и минерально-

го состава, так и многочисленные мелкие будинообразные и линзовидные тела. Ультрамафиты представлены в основном серпентинитами, которые содержат реликты первичных минералов оливина, хромшпинелида, пироксена и амфибола [2—6, 10—11]. Дискуссионность представления об образовании-преобразовании ультрамафи-

Рис. 1. Схематическая геологическая карта ильмено-вишневогорского комплекса [10]: 1 — селяннинская серия амфиболит-гнейсово-плагиомигматитовая (AR-PR₁); 2 — массивы миаскитов (O₃); 3 — милониты гранитоидного и сиенитового состава (P₂-T₁); 4 — милониты Кыштымского сдвига-надвига; 5 — еланчиковская толща, тектониты гранитоидного состава; 6 — сайтовская серия, метатерригенная (S); 7 — зеленосланцевые осадочно-вулканогенные комплексы Западно-Магнитогорской и Арамилско-Сухтелинской зон; 8 — Увильдинский монзонит-гранитный комплекс (Pz₃); 9 — гнейсовидные граниты Кисегачского массива; 10 — ультрамафиты. Цифры в кружках — ультрамафитовые массивы: 1 — Булдымский, 2 — Ишкульский, 3 — Няшевский, 4 — Савелькульский, 5 — Уразбаевский, 6 — Карабашский

Fig. 1. Schematic geological maps of the Ilmeny-Vishnevogorsky complex by [10]: 1 — Selyankino Group: Archean to Early Proterozoic amphibolite-gneiss-plagiomigmatite rocks; 2 — Middle Ordovician miaskite massifs; 3 — Middle Permian-Lower Triassic (?) granitic and syenitic blastomylonites; 4 — mylonites of Kyshtym shear-thrust; 5 — Elanchik Sequence: plagioclases and injection migmatites; 6 — Saitovo Sequence: metaterrigenous rocks; 7 — greenschist volcanosedimentary complexes of West Magnitogorsk and Aramil-Sukhteli zones; 8 — Upper Precambrian Uvildy monzogranitic complex; 9 — gneissic granites Kisegach complex; 10 — ultramafic rocks. Notes. In the diagram the numbers in circles — ultramafic massifs: 1 — Buldym, 2 — Ishkul, 3 — Nyashevo, 4 — Savelkul, 5 — Urazbaevo, 6 — Karabash

тов ИВК обусловлена очень низкой сохранностью в его породных ассоциациях исходных парагенезисов, возникших на ранних этапах их формирования. Особенности состава реликтовых и редких минералов, определенных в ультрамафитах, позволяют предполагать, что преобразования ультрамафитов характеризовались Р-Т-трендом от мантийных ультравысокопараметрических до коровых условий [3]. Процессы преобразования ультрамафитов протекали в длительном возрастном интервале от палеопротерозоя до перми (рис. 2) и были дискретными [7–9].

Рис. 2. Гистограмма распределения возрастных параметров по ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) для цирконов ультрамафитов ильмено-вишневогорского комплекса

Fig. 2. The distribution histogram of age parameters by ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) for zircons from ultramafites of the Ilmeny-Vishnevogorsky complex

Целью исследований было определение температуры образования-преобразования ультрамафитов ИВК по температуре кристаллизации циркона на основе эмпирической закономерности, связывающей концентрации титана в цирконе с температурой его кристаллизации [20].

Объект и методика исследований

Объектом исследований являлись цирконы из ультрамафитов Булдымского, Ишкульского, Няшевского, Савелькульского, Уразбаевского и Карабашского массивов. Характеристика ультрамафитов и выделенных из них цирконов дана в работах [3, 7–9]. Содержание редких и редкоземельных элементов в цирконах определялось методом вторично-ионной масс-спектропии на приборе CAMECA IMS-4F в Институте микроэлектроники и информатики РАН (г. Ярославль). Область сбора вторичных электронов — 25 мкм в диаметре. Измерения проводились в виде пяти циклов накопления сигнала и изменялись в зависимости от его интенсивности. Калибровочные кривые строились с использованием известных стандартов [12]. Измерения редких и редкоземельных элементов в кристаллах проводились в тех же точках, что и при U-Pb датировании.

Геотермометрия и особенности состава циркона

Временная эволюция ультрамафитов ИВК по изотопно-геохронологическим данным (U-Pb-метод по циркону) постулируется четырьмя интервалами датировок: 1) ≥ 2.0 млрд лет — минимальный возраст мантийного субстрата; 2) 0.52–0.58 и 1.7–1.8 млрд лет — время преобразования верхнемантийных ультрамафитовых рествитов; 3) 0.42–0.45 млрд лет — время внедрения ультрамафита во вмещающие породы силурийского возраста; 4) 0.26–

0.36 млрд лет — преобразования ультрамафита, обусловленные поздними сдвиговыми процессами (рис. 2) [1, 7–9].

Для конкретной оценки природы цирконов использована взаимосвязь параметров концентраций La, Ce и Sm [15], позволяющая решать вопросы о принадлежности цирконов к магматическому (М), переходному (М1) и гидротермальному (Н) типам. Все сообщество цирконов ультрамафитов ИВК по данным параметрам соответствует в рамках возрастного интервала $420 \geq 2000$ млн лет М- и М1-типам и только отдельные кристаллы — Н-типам, а во временном диапазоне 260–420 млн лет — М1- и Н-типам (рис. 3) [4, 7–9].

Цирконы ранней генерации датируются временным интервалом 1742–1772 млн лет и отвечают М- и М1-типам. Магматические цирконы характеризуются содержаниями титана от 16.7 до 29.9 ppm, что соответствует температуре кристаллизации циркона 822.5°C ($788\text{--}847^\circ\text{C}$). Они имеют следующие показатели состава: $\Sigma\text{REE}_{\text{cp}} = 482$ ppm (407–642 ppm), $\text{LREE}_{\text{cp}} = 25.4$ ppm (15.8–37.5 ppm), $\text{LREE}/\text{HREE} = 0.04\text{--}0.06$, $\text{Yb} = 180\text{--}290$ ppm, $\text{Y} = 610\text{--}1030$ ppm и отношения $(\text{Yb}/\text{Gd})_{\text{N}} = 14\text{--}15$; $(\text{Yb}/\text{Sm})_{\text{N}} = 44\text{--}47$ (табл.). На спектрах распределения РЗЭ хорошо выражены положительная цериевая ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 21\text{--}45$) и отрицательная европиевая ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.06\text{--}0.14$) аномалии (рис. 4). По отношению $\text{Th}/\text{U} = 0.65$ (0.52–0.78) минералы соответствуют цирконам магматического происхождения. Концентрации Ва варьируют от 0.5 до 6 ppm, Sr — от 0.2 до 0.6 ppm. Цирконы М1 имеют концентрации титана 7.6–19.6 ppm, что позволяет оценить температуру кристаллизации циркона — 760°C ($717\text{--}804^\circ\text{C}$). Для их состава отмечаются более высокие концентрации: $\Sigma\text{REE}_{\text{cp}} = 774$ ppm (434–1256 ppm), $\text{LREE}_{\text{cp}} = 36.9$ ppm (19.4–54.3 ppm), $\text{LREE}/\text{HREE}_{\text{cp}} = 0.05$ (0.04–0.06), $\text{Yb} = 163\text{--}483$ ppm, $\text{Y} = 557\text{--}2272$ ppm — и значительные колебания отношений: $(\text{Yb}/\text{Gd})_{\text{N}} = 13(8\text{--}22)$,

Рис. 3. Генетическая классификация цирконов разных возрастных групп ультрамафитов ильмено-вишневогорского комплекса по [15]: 1 — > 1700 млн лет; 2 — 1100–1695 млн лет; 3 — 480–570 млн лет; 4 — 420–460 млн лет; 5 — 310–360 млн лет; 6 — < 300 млн лет. М и Н — поля магматических и гидротермальных типов цирконов, состав хондрита по [16]

Fig. 3. Genetic classification of zircons of different age groups of ultramafites of the Ilmeny-Vishnevogorsky complex by [15]: 1 — more than 1700 Ma; 2 — 1100–1695 Ma; 3 — 480–570 Ma; 4 — 420–460 Ma; 5 — 310–360 Ma; 6 — less than 300 Ma. M and H — fields of magmatic and hydrothermal types of zircons, chondrite composition [16]

$(\text{Yb}/\text{Sm})_{\text{N}} = 19\text{--}80$ (табл.). Отчетливо проявлена положительная цериевая ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 5\text{--}67$) и отрицательная европиевая ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.04\text{--}0.25$) аномалии (рис. 4). Th/U -отношение 0.83 (0.52–1.06) в среднем более высокое. Повышенные содержания (42–62 ppm) Ва в цирконе М1 наблюдается для серпентинитов Ишкульского массива.

Цирконы с возрастом 1100–1600 млн лет отвечают М1- и Н-типам. Они характеризуются широкими вариациями концентраций Ti — от 6.6 до 27.3 ppm и, соответственно, температуры — 785°C ($706\text{--}837^\circ\text{C}$). От магматических цирконов их отличают более высокие

Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов в цирконе разных возрастных групп из ультрамафитов ильмено-вишневогорского комплекса. Тип циркона по [15]: а — магматический, б — переходный, с — гидротермальный. Условные обозначения см. на рис. 3

Fig. 4. REE distribution of different age groups from ultramafites of the Ilmeny-Vishnevogorsky complex in zircon. Zircon type [15]: a — magmatic, b — transitional, c — hydrothermal. See legend to Fig. 3

Показательные характеристики цирконов из ультрамафитов: возраст, концентрации РЭ и РЗЭ, отношения содержаний и рассчитанные значения температуры кристаллизации
 Indicative characteristics of zircons from ultramafic rocks: the age, the concentration of RE and REE, relationships of contents and calculated values of the crystallization temperature

Массив Massif	№ пробы Sample No.	Кристалл Crystal	Возраст (млн лет) Age (My)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	Ba (ppm)	Sr (ppm)	Y (ppm)	Yb (ppm)	ΣРЗЭ (ppm)	LREE/ HREE	Eu/Eu*	Ce/Ce*	(Yb/Gd) _N	(Yb/Sm) _N	T (ppm)	T (°C)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
1	2116	7	1352±14	62.31	49.90	1.25	1.27	0.42	1418	346	867	0.02	0.17	5.16	7.9	23	19.53	803.5
		5.1	426±2.7	59.68	125.62	0.48	5.51	2.75	601	304	366	0.03	0.44	8.8	41	135	10.32	740
		5.2	436.2±4.6	54.81	292.19	0.19	2.89	1.06	406	229	405	0.04	0.44	15.2	48	149	13.82	770
		6.1	428.3±4	65.40	122.11	0.54	2.04	0.44	877	343	687	0.03	0.39	19.6	19	55	13.94	775
		1.2	426.1±2.6	36.90	156.58	0.24	3.77	0.39	403	190	346	0.04	0.38	11.9	36	92	11.79	756
		1.1	431.4±3.9	344.88	524.9	0.66	1.98	12.83	1944	812	1682	0.10	0.33	2.67	20	53	31.07	851
		6.2	274.5±2	40.48	1677.56	0.02	3.92	0.91	303	155	313	0.11	0.33	2.25	15	19	30.39	849
	2049	2.1	1104±25	11.08	195.78	0.57	2.45	8.16	2042	570	935	0.03	0.04	4.6	13	46	17.57	793
		5.1	393±12	64.27	204.18	0.32	1.92	0.82	1500	556	807	0.01	0.18	1.78	28	135	8.96	731
		5.2	389.5±9.8	51.53	294.84	0.18	1.79	1.43	799	346	486	0.02	0.18	4.55	45	187	7.51	716
		3.2	302±	53.12	1.57	33.8		0.63	252	179	241	0.06	0.24	7.9	131	610	4.64	678
2	2117	9.1	1744±34	149.5	164.5	0.91	42.53	8.40	2272	452	1125	0.05	0.15	7.1	9	24	19.63	804
		9.2	1793±33	155.3	299.1	0.52	5.92	0.22	1031	287	642	0.06	0.12	21	16	44	29.90	847
		2.1	1773±29	66.1	128.0	0.52	2.00	0.50	557	163	347	0.06	0.06	29	22	71	12.39	760
		6.1	426.4±10	40.4	99.6	0.40	3.69	3.31	632	285	519	0.04	0.48	3.3	40	136	14.06	772
		6.2	444.6±7.9	172.4	304.9	0.57	3.42	1.34	1687	692	1277	0.03	0.39	33	40	195	15.13	779
		5.1	440.6±9.3	66.4	181.4	0.37	1.87	0.87	1179	469	832	0.02	0.48	30	46	165	13.74	770
		5.2	421±13	10.6	53.6	0.20	3.19	0.63	194	92	170	0.04	0.37	40	37	146	7.37	715
	1872	3	1747±28	78.57	104.14	0.75	62.06	18.8	625	195	444	0.06	0.16	14.1	14	46	7.60	717
		4.1	1518±23	424.9	375.23	1.13	1.20	0.63	892	289	640	0.06	0.07	20.4	15	49	6.60	706
		6.1	443.2±8.8	58.55	308	0.19	4.33	1.25	600	332	575	0.04	0.49	7.7	64	167	49.29	904
		5.2	390±6.6	21.70	54.21	0.40	5.57	5.82	38	24	48	0.14	1.19	1.6	46	51	16.12	785
		4.2	285.6±5.5	89.82	541.32	0.17	1.58	0.44	188	109	200	0.11	0.19	79	66	264	2.80	640
3	1885	3	1397±13								47	0.16	0.26	11.6	22	4		
		5	441±7								42	0.21	0.10	7.6	26	3		
		6	309±4								58	0.15	0.07	9	36	4		
		2	289±7								480	0.05	0.39	59	82	59		
		4	284±7								52	0.19	-	12	28	3		
4	1854	2.2	1605±25	47.23	118.33	0.40	1.51	0.38	717	217	475	0.02	0.06	14.6	15	55	27.3	837
		2.1	1605±19	74.79	200.11	0.37	0.76	0.48	669	208	448	0.03	0.04	30.8	19	80	16.48	787
		5.1	1519±18	183.5	460.1	0.40	2.18	0.44	438	180	363	0.07	0.12	31.2	27	89	11.22	751
		4.1	424±6	878.2	327.6	2.68	2.34	1.03	3252	1283	2624	0.12	0.37	55.7	37	113	19.56	804
		4.2	445±23	17.98	24.0	0.75	1.65	0.17	131	62	119	0.18	0.54	35.7	77	79	3.33	653
		1.2	369±5	271.44	527.2	0.47	2.46	4.97	732	293	670	0.20	0.26	2.8	20	47	9.05	732
		1.1	346±5	134.96	329.1	0.41	1.56	0.65	1288	483	953	0.04	0.25	60.4	26	107	4.28	671

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
5	2077	4.1	534.1±7.9	177.95	212.84	0.84	1.49	0.55	760	306	589	0.09	0.47	33.7	36	80	11.17	751
		4.2	533.7±8.1	174.5	217.98	0.80	3.67	1.56	441	180	403	0.21	0.65	5.6	26	30	14.23	773
		7.1	531.7±8.6	168.74	194.46	0.87	1.68	0.63	1038	332	699	0.06	0.33	38.6	20	66	12.89	764
		2.1	530±4.3	401.01	2139.22	0.19	14.64	7.08	668	278	1161	0.76	0.56	2.5	66	6	35.66	866
		2.2	491.2±8.6	91.32	259.39	0.35	2.13	0.74	375	179	338	0.09	0.32	23.5	47	155	8.41	726
6	2143	1.3	1710±21	49	77	0.64	1.71	0.45	610	183	407	0.04	0.14	22	14	47	26.6	835
		2	1670±11	98.4	821	0.12	1.4	0.81	1173	302	681	0.01	0.15	3.6	15	71	22.5	817.6
		4	1705±11	87	133	0.65	0.9	0.38	628	183	417	0.06	0.06	45	14	45	16.7	788
		1.2	1761±15	92	162	0.57	1.82	0.33	667	192	434	0.06	0.04	33	14	45	13.0	764.6
		1.1	1737±14	236	246	0.96	0.9	0.59	1974	483	1225	0.04	0.06	7.7	8	21	8.1	722.7
		6	521±15	7.5	25	0.3	1.52	0.53	1144	414	804	0.01	0.13	22	35	224	9.0	731.8
		5.2	478±9	9.4	209	0.04	4.21	0.88	142	66	159	0.22	0.48	1.5	10	8	11.9	764.6
	2144	5	1937±29	163	154	1.06	0.22	0.24	898	269	587	0.05	0.25	67	19	80	10.2	743
		4.2	1759±30	90	116	0.78	0.46	0.65	703	197	460	0.05	0.09	31	12	42	23.1	820.4
		4.1	1706±25	216	205	1.05	0.93	0.80	2074	483	1256	0.04	0.09	4.9	8	19	19.6	804
		1.2	577±10	213	249	0.86	1.1	0.73	1733	703	1323	0.02	0.15	49	39	196	7.9	721
		1.3	567±12	17	235	0.07	0.7	0.79	261	261	401	0.01	0.30	5.1	167	343	4.1	668
		3.1	456.2±9	34	129	0.26	4.9	1.23	807	295	591	0.05	0.58	3.4	26	57	21.7	814
		3.2	436±12	116	283	0.41	0.54	0.99	2020	722	1263	0.01	0.21	29	33	195	12.7	762
		3.3	430.7±9.6	38	97	0.39	1.92	0.86	400	127	269	0.09	0.84	1.4	25	58	15.5	781

Примечание: массивы: 1 — Булдымский, 2 — Ишкульский, 4 — Савелькульский, 5 — Уразбаевский, 6 — Карабашский.

Note: ultramafic massifs: 1 — Buldym, 2 — Ishkul, 4 — Savelkul, 5 — Urazbaevo, 6 — Karabash.

$\Sigma\text{REE}_{\text{cp}} = 801$ (560–1041), $\text{LREE}_{\text{cp}} = 28$ (18–44), $\text{LREE}/\text{HREE} = 0.02\text{--}0.05$, $\text{Yb} = 339$ (170–570), $\text{Y} = 1258$ (518–2042) и значения отношений $(\text{Yb}/\text{Gd})_{\text{N}} = 16$ (8–27) и $(\text{Yb}/\text{Sm})_{\text{N}} = 59$ (23–89), менее выраженные цериевая ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 4\text{--}31$) и европиевая ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.07\text{--}0.17$) аномалии (табл., рис. 4) и значительные вариации отношения $\text{Th}/\text{U} = 0.60$ (0.12–1.25).

Цирконы с датировками в возрастном интервале 520–580 млн лет отвечают всем трем (М, М1, Н) типам и имеют значительные вариации концентраций титана от 4.1 до 42.1 ppm. Цирконы М-типа ($\text{Ti} = 7.9\text{--}12.9$ ppm, $T = 721\text{--}764$ °C) отличается от ранних магматических цирконов более высокое содержание $\Sigma\text{REE}_{\text{cp}} = 623$ (159–1328) ppm, $\text{Yb} = 317$ (66–703) ppm и $\text{Y} = 810$ (142–1733) ppm (табл.). Для них характерны более значительные вариации отношения $\text{LREE}/\text{HREE} = 0.10$ (0.02–0.22), $(\text{Yb}/\text{Gd})_{\text{N}} = 26$ (20–39), $(\text{Yb}/\text{Sm})_{\text{N}} = 123$ (6–343). М1- и Н-типы циркона имеют широкие вариации как концентраций титана (от 4.1 до 42.1 ppm) и $T = 668\text{--}885$ °C, так и параметрических особенностей состава: $\Sigma\text{REE} \geq 1100$, $\text{Yb} = 268$ (180–350), $\text{LREE}_{\text{cp}} = 300$ (69–480), $\text{LREE}/\text{HREE} = 0.2\text{--}0.8$, а также повышенные содержания $\text{Ca} = 210\text{--}250$, Ba — до 14.7 ppm, Sr — до 7.1 ppm (табл., рис. 5).

Цирконы с возрастными датировками 420–450 млн лет имеют широкие вариации по концентрации титана (от 3.3 до 49.3 ppm), встречены отдельные кристаллы с аномальными концентрациями Ti (до 145 ppm) и, соответственно, температурами кристаллизации (650–900 °C). Представлены по своей природе М-, М1- и Н-типами (рис. 3). Цирконы М-типа ($\text{Ti} = 7.4\text{--}19.6$ ppm, $T = 715\text{--}804$ °C) имеют следующие параметры состава: $\Sigma\text{REE}_{\text{cp}} = 1142$ (170–2624) ppm; $\text{Yb} = 600$ (92–1283) ppm; $\text{Y} = 1535$ (194–3252) ppm; $(\text{Yb}/\text{Gd})_{\text{N}} = 35$ (19–46); $(\text{Yb}/\text{Sm})_{\text{N}} = 145$ (55–195). На спектрах распределения ΣREE хорошо выражена положительная цериевая ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 20\text{--}56$) и слабее по интенсивности европиевая ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.21\text{--}0.48$) аномалии (табл., рис. 4). Отношения $\text{LREE}/\text{HREE} = 0.03$ (0.01–0.04) и $\text{Th}/\text{U} = 0.42$ (0.20–0.57) низкие. Концентрации Ba — 2.23 (0.54–3.42) ppm — повышенные,

а Sr — 0.88 (0.44–1.34) ppm — низкие. От магматических цирконов ранних генераций их отличает более высокое содержание ΣREE и высокие значения отношений $(\text{Yb}/\text{Gd})_{\text{N}}$, $(\text{Yb}/\text{Sm})_{\text{N}}$, более выраженные цериевая и менее — европиевая аномалии, а также более низкие Th/U -отношения. Для М1- и Н-цирконов отмечаются более широкие колебания содержаний титана (от 3.3 до 49.3 ppm) и температуры — 782 (653–904) °C. Для их состава характерны более низкие концентрации $\Sigma\text{REE} = 399$ ppm при повышенных содержаниях легких элементов LREE ($\text{LREE}/\text{HREE} = 0.07$). Цериевая аномалия менее отчетлива. Отношение $\text{Th}/\text{U} = 0.36$ (0.04–0.75) имеет низкие значения. Концентрации $\text{Ba} = 3.4$ (1.9–5.5) ppm и $\text{Sr} = 2.65$ (0.17–12.8) ppm значительно выше.

Поздние (270–360 млн лет) генерации цирконов представлены М1- и Н-типами, имеют очень широкие колебания по содержанию титана (от 2 до 273 ppm) и температуры (от 640 до 1150 °C). Они характеризуются очень пестрым составом: $\Sigma\text{REE} = 52\text{--}953$ ppm, при повышенных концентрациях легких элементов ($\text{LREE}/\text{HREE} = 0.04\text{--}0.20$) и $(\text{Yb}/\text{Gd})_{\text{N}} = 15\text{--}131$, $(\text{Yb}/\text{Sm})_{\text{N}} = 3\text{--}610$. Содержания Th низкие, при различных концентрациях U ($\text{Th}/\text{U} = 0.2\text{--}84$). Концентрации Ba и Sr колеблются в очень широких пределах (табл., рис. 5).

Обсуждение

Оценка температуры кристаллизации циркона по содержанию в нем титана является на сегодня наиболее приемлемым методом. Закономерности распределения элементов-примесей в цирконах изучены для пород различного генезиса и состава. Выявлено, что концентрация титана в цирконе определяется целым рядом факторов — температурой, давлением, флюидным режимом и кристаллической структурой циркона [12, 14, 15, 17]. Предыдущие исследования показали, что элементы-примеси, такие как LREE , Ca , Al , Ba и Sr , могут входить в структуру циркона после его кристаллизации, на стадии его преобразования [18–19]. Отличительной чертой изученных цирконов из ультрамафитов ИВК является значительная ва-

Рис. 5. Вариации элементов-примесей Ti : Ba , Sr , Ca , LREE — в цирконах ультрамафитов ИВК. Условные обозначения см. на рис. 3. Цирконы М-типа — черный цвет, М1 и Н — красный

Fig. 5. The variations of impurity elements Ti : Ba , Sr , Ca , LREE — in zircons of ultramafites from Ilmeny-Vishnevogorsky complex. Zircons M-type marked — black, M1 and H — red

риация (от 2.5 до 1160 ppm) концентрации Ti в цирконах, которая, вероятно, отражает широкое проявление вторичных процессов и их влияние на первичный состав циркона. Для цирконов из ультрамафитов ИВК каждого типа отмечаются следующие колебания элементов-примесей: для М-типа цирконов — $Ti_{cp} = 15.4$ ppm (5–30 ppm), $LREE/HREE_{cp} = 0.05$ (0.01–0.15), $Ca_{cp} = 17.8$ ppm (0.3–42 ppm), $Ba_{cp} = 2.4$ ppm (0.4–6 ppm), $Sr_{cp} = 0.63$ (0.4–1.3 ppm); для М1-типа цирконов — $Ti_{cp} = 16.2$ ppm (4–70 ppm), $LREE/HREE_{cp} = 0.05$ (0.01–0.18), $Ca_{cp} = 19$ ppm (0.4–71 ppm), $Ba_{cp} = 7.5$ ppm (0.7–62 ppm), $Sr_{cp} = 2.4$ (0.1–19 ppm); для Н-типа цирконов — $Ti_{cp} = 137.5$ ppm (2.5–1160 ppm), $LREE/HREE_{cp} = 0.23$ (0.02–0.82), $Ca_{cp} = 62.2$ ppm (26–125 ppm), $Ba_{cp} = 8.4$ ppm (2–31 ppm), $Sr_{cp} = 7.7$. (0.5–53 ppm). В цирконах М1- и Н-типов концентрации данных элементов в отдельных кристаллах превышает указанные средние значения на несколько порядков (рис. 5). В цирконах М1- и Н-типов концентрация Ti коррелируется с содержанием LREE, Ca, Ba и Sr (рис. 5). Например, в ядре кристалла циркона М-типа регистрируется концентрация Ti = 13.9 ppm при содержании LREE = 20.9 ppm, Ca = 18.9 ppm, Ba = 20.04 ppm, а в перекристаллизованной оболочке, отвечающей Н-типу, — 30.4, 29.5, 34.5 и 3.92 ppm соответственно. Аналогичная закономерность в распределении Ti и LREE, Ca, Ba и Sr наблюдается в зональном кристалле циркона М-М1-Н-типов (табл., кристалл 3, проба 2144) и др. Наличие этой корреляции значительно ограничивает использование Zr_{Hf} -геотермометра. Полученное изучение распределения Ti и других редких и редкоземельных элементов в цирконах из ультрамафитов ИВК показало, что для реалистичной оценки температуры кристаллизации циркона, а следовательно и ультрамафита, могут быть использованы цирконы М-типа.

Выводы

Температура кристаллизации циркона и, вероятно, образования-преобразования ультрамафита соответствовала на раннепротерозойском (1740–1770 млн лет) этапе (822.5 ± 37) °С. Значения температуры кристаллизации ранней генерации М-циркона согласуются с температурой образования хромшпинели — шпинели #Cr = 0.05–0.46, #Mg = 0.59–0.75 (850–900 °С) [13] и ассоциации омфацит Jd 14, #Mg = 0.60 — энстатит Na $\geq$ 0.01 к.ф., #Mg = 0.92 (800–820 °С), отмеченными в ультрамафитах ИВК [3]. Венд-раннекембрийский (580–520 млн лет) этап проявлен не очень отчетливо и не во всех массивах установлен. Характеризуется наиболее низкой (742 ± 17 °С) температурой. Процесс внедрения ультрамафитов в позднеордовикско-силурийское время (450–420 млн лет) во вмещающие породы происходил при температуре (768 ± 27) °С. Близкие значения (620–700 °С) температуры определены по пироп-альмандиновому и альмандиновому гранатам, чермакиту и эдениту и ассоциации омфацит — глаукофан — фенгит [2–3].

Оценка температуры кристаллизации циркона по концентрации титана в его составе позволяет получать информацию об условиях образования-преобразования ультрамафитов, испытавших полихронные процессы, которые не оставили первичных минеральных ассоциаций в своем составе. Для корректной оценки температуры перспективны цирконы магматического типа.

Работа выполнена по госбюджетной теме № АААА—А19—119070890019—7 и частично поддержана проектом УрО РАН № 18—5—5—48.

Литература

1. Анфилов В. Н., Краснобаев А. А., Вализер П. М. Возраст гипербазитов Главного Уральского разлома // ДАН. 2018. Т. 482. № 4. С. 418–420.
2. Вализер П. М., Русин А. И., Краснобаев А. А., Банева Н. Н. Включения омфацита, глаукофана и фенгита в рутиле ультрамафитов Булдымского массива (Южный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. № 2. С. 7–10.
3. Вализер П. М., Краснобаев А. А. Редкие минералы в метавулканических ильмено-вишневогорского комплекса (Южный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 9. С. 10–16.
4. Вализер П. М., Краснобаев А. А., Русин А. И., Мурдасова Н. М. Петрология, U-Pb-изотопный возраст и метаморфизм Няшевского полигенного мафит-ультрамафитового массива (Южный Урал) // Литосфера. 2017. Т. 17. № 5. С. 85–102.
5. Варлаков А. С. Рифтогенные офиолиты, метаморфизм гипербазитов и строение вишневогорско-ильменогорского комплекса. Миасс: ИМин УрО РАН, 1995. 67 с.
6. Варлаков А. С., Кузнецов Г. П., Корблев Г. Г., Муркин В. П. Гипербазиты вишневогорско-ильменогорского комплекса (Южный Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 195 с.
7. Краснобаев А. А., Вализер П. М., Русин А. И., Бушарина С. В., Медведева Е. В. Цирконология гипербазитов Булдымского массива (ильмено-вишневогорский комплекс, Южный Урал) // ДАН. 2015. Т. 461. № 1. С. 63–69.
8. Краснобаев А. А., Вализер П. М., Анфилов В. Н., Медведева Е. В., Бушарина С. В., Мурдасова Н. М. Цирконология серпентинитов Няшевского массива (Южный Урал) // ДАН. 2016. Т. 470. № 6. С. 703–707.
9. Краснобаев А. А., Вализер П. М., Анфилов В. Н., Сергеев С. А., Русин А. И., Бушарина С. В., Медведева Е. В. Цирконология гипербазитов Карабашского массива (Южный Урал) // ДАН. 2016. Т. 469. № 1. С. 65–71.
10. Левин В. Я. Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор на Урале. М.: Наука, 1974. 223 с.
11. Мурдасова Н. М., Вализер П. М. Минералы ультрамафитов Карабашского массива (Южный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2015. № 3. С. 3–8.
12. Федорова А. А., Бибикина Е. В., Симакин С. Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980–997.
13. Fabries J. Spinel-olivine Geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. Contrib. Mineral. Petrol. 1979. № 69. P. 329–336.
14. Fu B., Page E. Z., Cavosie A. J., Fournelle J., Kita N. T., Laskey J. S., Wilde S. A., Valley J. W. Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations // Contrib. Mineral. Petrol. 2008. V. 156. P. 197–215.
15. Hoskin P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. No. 3. P. 637–648.
16. McDonough W. F., Sun S. S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
17. Page F. Z., Fu B., Kita N. T., Fournelle J., Spicuzza M. J., Schulze D. J., Viljoen F., Basei M. A. S., Valley J. W. Zircons from kimberlite: New insights from oxygen isotopes, trace elements, and Ti-in-zircon thermometry // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2007. V. 71. P. 3887–3903.
18. Rayner N., Stern R. A., Carr S. D. Grain-scale variations in trace element composition of fluid-altered zircon, Acasta

Gneiss Complex, northwestern Canada // Contlib. Miner. Petrol. 2005. V. 148. P. 721–734.

19. Reddy S. M., Timms N. E., Trimby P. Crystal-plastic deformation of zircon: A defect in the assumption of chemical robustness // Geology. 2006. V. 34. No. 4. P. 257–260.

20. Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contlib. Miner. Petrol. 2006. V. 151. P. 413–433.

References

1. Anfilogov V. N., Krasnobaev A. A., Valizer P. M. *Vozrast giperbazitov Glavnogo ural'skogo razloma* (The age of hyperbasites of the Main Ural Fault). Doklady Earth Sciences, 2018, V. 482, No. 4, pp. 418–420.

2. Valizer P. M., Rusin A. I., Krasnobaev A. A., Baneva N. N. *Vklyucheniya omfacita, glaukofana i fengita v rutile ul'tramafitov Buldym'skogo massiva (Yuzhnyj Ural)* (Inclusions of omphacite, glaucophane and fengite in the rutile of ultramafic rocks of the Buldym massif (Southern Urals)). Vestnik of Institute of geology, Komi SC UB RAS, No. 2, pp. 7–10.

3. Valizer P. M., Krasnobaev A. A. *Redkie mineraly v metaul'tramafitah il'meno-vishnevogorskogo kompleksa (Yuzhnyj Ural)* (Rare minerals in meta-ultramafites of the Ilmen-Vishnevogorsk complex (Southern Urals)). Vestnik of Institute of geology, Komi SC UB RAS, 2018, No. 9, pp. 10–16.

4. Valizer P. M., Krasnobaev A. A., Rusin A. I., Murdasova N. M. *Petrologiya, U-Pb izotopnyj vozrast i metamorfizm Nyashevskogo poligennoho mafit-ul'tramafitovogo massiva (Yuzhnyj Ural)* (Petrology, U-Pb isotopic age and metamorphism of the Nyashevsky polygenic mafic-ultramafic massif (South Urals)). Litosfera, 2017, V. 17, No. 5, pp. 85–102.

5. Varlakov A. S. *Riftogennyye ofiolity, metamorfizm giperbazitov i stroenie Vishnevogorsk-Il'menogorskogo kompleksa* (Riftogenic ophiolites, hyperbasite metamorphism and the structure of the Vishnevogorsk-Ilmenogorsk complex). Miass: IMin UB RAS, 1995, 67 pp.

6. Varlakov A. S., Kuznecov G. P., Korablev G. G., Murkin V. P. *Giperbazity Vishnevogorsk-Il'menogorskogo kompleksa (Yuzhnyj Ural)* (Hyperbasites of the Vishnevogorsk-Ilmenogorsk complex (Southern Urals)). Miass: IMin UB RAS, 1998, 195 pp.

7. Krasnobaev A. A., Valizer P. M., Rusin A. I., Busharina S. V., Medvedeva E. V. *Cirkonologiya giperbazitov Buldym'skogo massiva (Il'meno-Vishnevogorskij kompleks, YUzhnyj Ural)* (Zirconology of hyperbasites of the Buldym massif (Ilmen-Vishnevogorsk complex, Southern Urals)). Doklady Earth Sciences, 2015, V. 461, No. 1, pp. 63–69.

8. Krasnobaev A. A., Valizer P. M., Anfilogov V. N., Medvedeva E. V., Busharina S. V. Murdasova N. M. *Cirkonologiya*

serpentinov Nyashevskogo massiva (Yuzhnyj Ural) (Zirconology of serpentinites of the Nyashevsky massif (South Urals)). Doklady Earth Sciences, 2016, V. 470, No. 6, pp. 703–707.

9. Krasnobaev A. A., Valizer P. M., Anfilogov V. N., Sergeev S. A., Rusin A. I., Busharina S. V., Medvedeva E. V. *Cirkonologiya giperbazitov Karabashskogo massiva (Yuzhnyj Ural)* (Zirconology of hyperbasites of the Karabash massif (South Ural)). Doklady Earth Sciences, 2016, V. 469, No. 1, pp. 65–71.

10. Levin V. YA. *Shcheloch'naya provinciya Il'menskih-Vishnevyyh gor na Urale* (Alkaline province of the Ilmensky-Cherry Mountains in the Urals). Moscow: Nauka, 1974, 223 pp.

11. Mudasova, N. M., Valizer, P. M. *Mineraly ul'tramafitov Karabashskogo massiva (Yuzhnyj Ural)* (Minerals of ultramafic rocks of the Karabash massif (Southern Urals)). Vestnik of Institute of geology Komi SC UB RAS, No. 3, pp. 3–8.

12. Fedorova A. A., Bibikova E. V., Simakin S. G. *Geohimiya cirkona (dannye ionnogo mikrosonda) kak indikator gen-ezisa minerala pri geohronologicheskikh issledovaniyakh* (Zircon geochemistry (ion microprobe data) as an indicator of the mineral genesis in geochronological studies). Geohimiya, 2008, No. 9, pp. 980–997.

13. Fabries J. Spinel-olivine Geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. Contlib. Mineral. Petrol., 1979, No. 69, pp. 329–336.

14. Fu B., Page E. Z., Cavosie A. J., Fournelle J., Kita N. T., Laskey J. S., Wilde S. A., Valley J. W. Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations. Contlib. Miner. Petrol., 2008, V. 156, pp. 197–215.

15. Hoskin P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. Geochim. et Cosmochim. Acta, 2005, V. 69, No. 3, pp. 637–648.

16. McDonagh W. F., Sun S. S. The composition of the Bauth. Chem. Geol., 1995, V. 120, pp. 223–253.

17. Page F. Z., Fu B., Kita N. T., Fournelle J., Spicuzza M. J., Schulze D. J., Viljoen F., Basei M. A. S., Valley J. W. Zircons from kimberlite: New insights from oxygen isotopes, trace elements, and Ti-in-zircon thermometry. Geochim. et Cosmochim. Acta, 2007, V. 71, pp. 3887–3903.

18. Rayner N., Stern R. A., Carr S. D. Grain-scale variations in trace element composition of fluid-altered zircon, Acasta Gneiss Complex, northwestern Canada. Contlib. Miner. Petrol., 2005, V. 148, pp. 721–734.

19. Reddy S. M., Timms N. E., Trimby P. Crystal-plastic deformation of zircon: A defect in the assumption of chemical robustness. Geology, 2006, V. 34, No. 4, pp. 257–260.

20. Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile. Contlib. Miner. Petrol., 2006, V. 151, pp. 413–433.