

Ультрамафиты Карабашского массива (Южный Урал): минералогия, геохимия, метаморфизм

В работе рассмотрены минералогия и геохимия ультрамафитов Карабашского массива, прослежена связь с геохронологическими этапами его формирования. На основании выявления минералов (гранат, хромшпинелиды с высоким содержанием алюминия, амфиболы) сделаны выводы о многоэтапности формирования массива. Ультрамафиты по концентрациям петрогенных, редких и редкоземельных элементов несут в себе мантийные черты, вместе с тем присутствуют характеристики преобразования их в коровых условиях.

Ключевые слова: ультрамафит, Карабашский массив, минералы, геохимия.

N. M. GLEBOVA (ISR SU FRC MG UB RAS)

Ultramafic rocks of the Karabash Massif (South Urals): mineralogy, geochemistry, metamorphism

The paper is devoted to the mineralogical and geochemical composition of the Karabash ultramafic Massif and geochronological stages of its formation. The identification of such minerals as garnet, high-aluminum chromespinelides, and amphiboles evidences the multistage formation of the massif. The concentration of petrogenic, rare and rare earth elements indicates that ultramafic rocks have both mantle features and evidences of their transformation in the crustal environment.

Keywords: ultramafic rocks, Karabash Massif, minerals, geochemistry.

Для цитирования: Глебова Н. М. Ультрамафиты Карабашского массива (Южный Урал): минералогия, геохимия, метаморфизм // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 83. – С. 33–40.

Введение. Карабашский массив сложен серпентинизированными ультрамафитами разной степени измененности. Известен массив линзовидными телами хлорит-карбонатных пород и родингитов, имеющих метасоматическую природу, несущих в себе золотую минерализацию.

Природа и взаимоотношения различных пород массива рассмотрены в ряде работ. Наиболее подробно предшественниками описаны хлорит-карбонатные породы и родингиты. Определены параметры формирования родингитов и золотоносных метасоматитов, объяснена природа и последовательность образования минералов Cu-Au [1; 11; 14]. Предложена геотектоническая модель становления Карабашского массива, описывающая деформации кручения в условиях регионального правого сдвига. Объяснено проявление здесь крупных кулисообразных трещин растяжения и последующее их заполнение метаморфогенными флюидами с формированием диопсида, граната, хлорита, карбоната и других минералов, а также массовой антигоритизацией ультрамафитов, делаются оценки генезиса гранатов [5]. Установлен возраст гипербазитов Карабашского массива [6]. Нами ранее был описан состав редких минералов [7; 9].

Однако в вышеописанных работах нет увязки процессов, которые происходили в породах с зафиксированными возрастными этапами.

Цель статьи – установление связи минералогии и геохимии пород с условиями и возрастом этапов метаморфизма Карабашского массива и выделение акцессорных минералов-индикаторов условий образования и этапов формирования массива.

Анализ геохимических данных позволил выявить специфичные черты содержаний и характера распределения РЗЭ ультрамафитов как следствие поздних наложенных процессов.

Методика исследований. Объектом исследования являются ультрамафитовые породы Карабашского массива, силикатные анализы ультрамафитов которого выполнены на базе центра коллективного пользования ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН по исследованию минерального сырья (г. Миасс) атомно-абсорбционным методом (аналитики Л. Б. Лапшина, Н. В. Шаршуева), содержания РЗЭ в породах определены методом ИСП МС (аналитики К. А. Филиппова, М. С. Свиренко). Для монофракций отдельных минералов проведен электронно-микроскопический анализ (растровый микроскоп РЭММА-202М с микроанализатором, аналитик В. А. Котляров). Параметры анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток на образце $3 \cdot 10^{-10}$ А; стандарты: AstJMEХ scientific Limited MJNM 25–53 Mineral Mount serial № 01–044. Содержание Ti в цирксонах

определялось методом вторично-ионной масс-спектрографии на приборе SAMЕСА IMS-4F в Институте микроэлектроники и информатики РАН г. Ярославль.

Краткая геологическая характеристика массива. Массив расположен на восточной окраине г. Карабаш, залегает среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных островодужных комплексов O_2-D_3 . Представлен серией полос северо-северо-восточного простирания (рис. 1), сложенных серпентинизированными альпинотипными ультрамафитами разной степени измененности. В большей степени породы состоят из серпентинизированных гарцбургитов. У подножия склонов в западной части массива наблюдаются фрагменты аподунитовых

серпентинитов. В северной части массива отмечены средне-крупнозернистые аполерцолитовые ультрамафиты, иногда с мелкими шширами вебстеритов [1].

В ультрамафитах проявлены многочисленные зеркала и полосы скольжения, зоны дробления. На отдельных участках (восточная часть) внутри полос серпентинитов присутствуют прослои глинистых и иных сланцев, а также метавулкаников [1; 14]. В центральной части Карабашского массива установлены тела золотоносных родингитов мощностью до 3 м, которые протягиваются по субмеридиональной тектонической зоне на расстояние около 3 км [10; 14]. В краевых частях массива распространены зоны золотоносных метасоматитов магнетит-хлорит-карбонатного, магнетит-хлоритового, гранат-хлоритового состава небольшой протяженности (первые десятки метров). В юго-западной части массива, на контакте с вмещающими вулканогенно-осадочными породами, встречаются тела лиственитов. Ультрамафиты Карабашского массива относятся к реститовому комплексу [2]. Возрастные этапы формирования и преобразования пород массива попадают в интервал 1740–315 млн лет [6].

Минералы-индикаторы процессов метаморфизма ультрамафитов. В ультрамафитах Карабашского массива (серпентинизированные гарцбургит и дунит) ранее нами были изучены следующие минералы (табл. 1): оливин, пироксен, серпентин, карбонат; редкие: гранат, амфиболы, флогопит, рутил, титанит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кианит, мусковит, пирит [9]. Некоторые из ранее описанных редких минералов рассмотрены как индикаторы процессов формирования и преобразования ультрамафитов.

Гранат в ультраосновных породах характеризуется как важный признак глубинных условий формирования. Н. В. Соболевым с соавторами установлено закономерное изменение содержания CaO и Cr_2O_3 в гранатах лерцолитов, гарцбургитов и верлитов [13].

Гранат из ультраосновных пород Карабашского массива обладает широкими вариациями состава: пироп 1–43, альмандин 11–87, спессартин 1–24, гроссуляр + андрадит 2–85. Особенности состава граната позволяют рассматривать отдельные его разновидности, отражающие условия преобразования ультрамафитов.

Преобладают пироп-альмандины ($Prp_{16,8-30,2}Alm_{53,9-56,0}Sps_{1,7-13,9}Grs_{12,4-15,4}$) и альмандины ($Prp_{8,9-13,7}Alm_{58,5-86,6}Sps_{2,8-24,0}Grs_{1,7-21,1}$). Для пироп-альмандина характерно замещение Mg на Mn, а альмандина – Mg + Fe на Mn и Ca + Mn на Fe. Обнаружены также единичные зерна альмандин-пиропа с высоким содержанием кальциевого минала ($Prp_{42,9}Alm_{28,3}Sps_{0,6}Grs_{28,2}$). Андрадит-гроссуляр $Prp_{0,8-2,2}Alm_{11,5-26,5}Sps_{0,5-1,2}Grs_{72,3-85,0}$ образован на завершающих этапах формирования массива, сопоставимых по времени с появлением родингитов и хлорит-карбонатных пород.

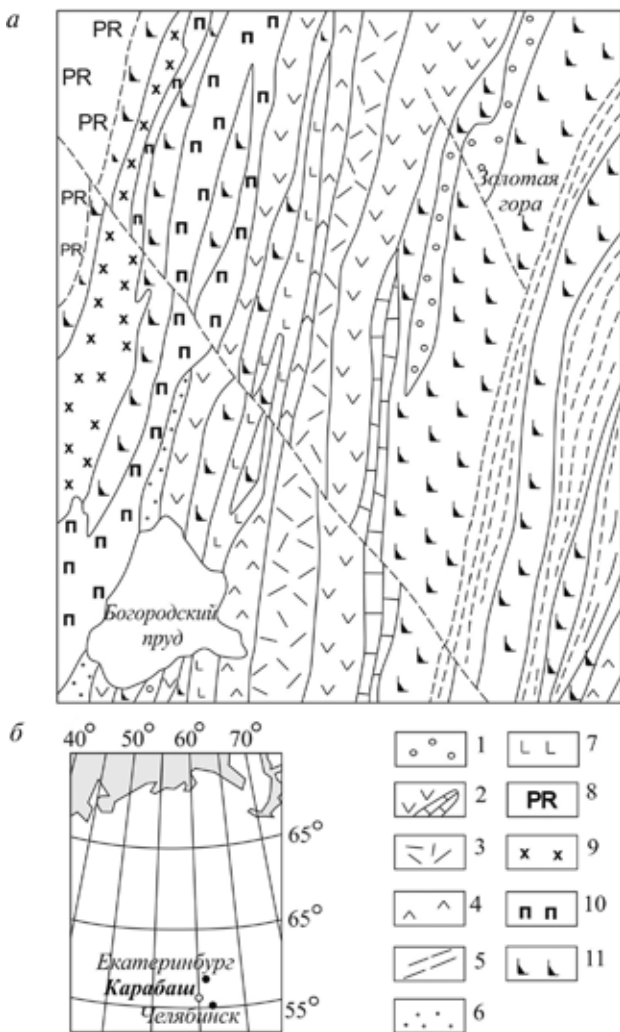


Рис. 1. Схема геологического строения Карабашского рудного поля (масштаб 1 : 100 000) [14] (а) и его географическое положение (б)

1 – колтубанская свита D_3 ; 2 – улатауская свита D_{2-3} ; 3 – карамалыташская свита D_2 ; 4 – ирендыкская свита D_{1-2} ; 5 – пиритонесные углеродисто-глинистые и кремнистые сланцы и тонкослоистые алевролиты S_1 ; 6 – зюзельская свита O_3-S_1 ; 7 – поляковская свита O_2 ; 8 – метаморфический комплекс Pr; 9 – гранодиоритовый комплекс, кварцевые диориты C_1 ; 10 – агордяшский комплекс, габброиды D_{2-3} ; 11 – ультрамафиты

Представительные анализы редких и аксессуарных минералов из ультраосновных пород Карабашского массива, мас. %

Номер анализа	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	V ₂ O ₅	Σ
<i>Аподунитовый серпентинит</i>													
1	En	44,09	0,19	20,26	—	15,04	0,24	16,85	0,71	1,63	—	—	99,02
2	Srp	42,80	—	1,28	0,07	1,31	—	40,30	—	—	—	—	85,76
3	Srp	44,90	—	0,90	0,02	1,44	—	41,80	—	—	—	—	89,06
4	Rt	—	99,34	0,02	—	0,21	0,11	—	—	—	—	—	99,68
5	Rt	0,44	97,60	0,11	0,40	0,07	—	—	—	—	—	0,86	99,48
6	Ts	46,57	2,09	13,44	—	6,40	—	17,03	11,34	1,24	0,11	—	98,38
7	Hbl	51,65	1,34	8,91	—	6,70	—	17,16	10,53	2,26	0,27	—	98,83
8	Phl	40,30	4,73	17,40	—	5,98	—	20,80	—	1,14	6,45	—	96,80
9	Gt	36,98	—	20,25	—	20,05	18,98	2,63	1,19	—	—	—	100,08
10	Grt	38,9	0	22,1	—	25,8	0,77	7,85	4,49	—	—	—	99,91
11	Grt	37,9	0,06	21,3	—	24,6	6,28	4,31	5,46	—	—	—	99,91
12	Grt	37,04	—	20,88	—	36,23	1,23	2,93	1,00	—	—	—	99,31
13	Grt	37,26	0,13	20,74	—	22,92	9,89	0,74	8,75	—	—	—	100,43
14	Grt	36,47	—	20,08	—	27,46	10,89	2,42	2,21	—	—	—	99,53
15	Grt	38,9	0,18	18,5	—	6,1	0,65	0,65	35	—	—	—	99,98
16	Tr	58,30	—	0,75	—	2,46	—	24,13	12,03	0,56	0,06	—	98,28
17	Kfs	64,47	—	17,95	—	—	—	—	—	0,66	15,84	—	99,65
18	Pl	61,63	—	23,30	—	—	—	—	5,68	8,43	0,40	—	99,45
19	Py	—	—	—	—	46,3	—	—	—	—	—	53,1	99,40
<i>Апогарибургитовый серпентинит</i>													
20	Ol	42,17	—	—	—	4,23	0,44	52,53	—	—	—	—	99,37
21	Di	53,39	0,01	1,59	0,31	0,79	0,01	21,83	21,73	0,14	—	—	99,80
22	Di	53,55	0,08	1,36	0,20	0,47	—	20,01	23,76	0,15	—	—	99,59
23	Srp	44,50	—	0,89	0,17	1,09	—	42,00	—	—	—	—	88,65
24	Srp	40,80	—	5,55	0,33	2,57	—	40,60	—	—	—	—	89,85
25	Grt	37,89	—	21,71	—	29,19	1,02	6,67	3,03	—	—	—	99,51
26	Grt	37,51	—	21,32	—	26,87	3,03	3,52	7,55	—	—	—	99,8
27	Grt	36,30	2,75	8,91	—	16,49	0,30	0,27	35,05	—	—	—	100,07
28	Grt	36,6	0	20,1	—	38,8	1,25	2,23	0,58	—	—	—	99,56
29	Grt	40,8	0	23	—	13,5	0,28	11,5	10,5	—	—	—	99,58
30	Grt	37,7	0,03	21,5	—	25,1	4,34	2,83	8,27	—	—	—	99,77
31	Spl	—	0,15	31,20	38,50	14,20	0,21	15,0	—	—	—	—	99,26
32	Spl	—	0,30	1,88	33,80	43,90	8,93	2,49	—	—	—	0,67* (Zn)	91,97
33	Spl	—	0,14	0,90	31,00	50,40	8,38	2,12	—	—	—	—	92,94
34	Spl	—	—	—	0,63	86,40	0,27	1,82	—	—	—	0,42* (Ni)	89,54
35	Ttn	28,9	40,5	1,37	—	0,54	—	—	27,9	—	—	—	99,21
36	Ky	36,9	—	63,00	—	—	—	—	—	—	—	—	99,90
37	Ms	46,4	0,49	36,6	—	1,10	—	0,96	—	1,41	8,98	—	95,94
38	Cal	—	—	—	—	—	—	1,51	54,10	—	—	—	55,61
39	Dol	—	—	—	—	—	0,07	19,80	32,00	—	—	—	51,87
40	Mgs	—	—	—	—	0,97	0,8	44,00	—	—	—	—	45,77
41	An	44	—	35,80	—	—	—	—	19,80	0,16	—	—	99,76
42	Kfs	64	—	18,20	—	—	—	—	—	0,6	15,4	1,5* (Ba)	99,70

Индексы минералов: An – анортит, Cal – кальцит, Di – диопсид, Dol – доломит, En – энстатит, Grt – гранат, Hbl – роговая обманка, Kfs – калиевый полевой шпат, Ky – кианит, Mgs – магнезит, Ms – мусковит, Ol – оливин, Phl – флогопит, Pl – плагиоклаз, Rt – рутил, Srp – серпентин, Spl – шпинель, Ts – чермакит, Ttn – титанит, Tr – тремолит, Py – пирит.

Хромшпинелиды являются важными индикаторами процессов пороодообразования благодаря высокой чувствительности их состава к изменяющимся внешним условиям [17; 19]. Установлено, что для офиолитовых шпинелидов свойственны значительные вариации отношения Cr/Al, небольшие изменения отношения Mg/Fe и низкое содержание Ti [18; 21; 25].

Хромшпинелиды Карабашского массива характеризуются значительными вариациями содержаний главных компонентов: хрома, алюминия и железа. Значение #Cr (Cr/(Cr + Al)) меняется в пределах 0,55–0,97; #Mg (0,04–0,52). По составу выделены три группы хромшпинелидов с различными условиями формирования. Хромшпинель глиноземистая (Al = 1,0–1,5 ф. е.) с высоким содержанием хрома (Cr = 0,8–1,0 ф. е.) и низкой железистостью (0,35) является ранней генерацией. Хромит (Cr = 1,15–1,25) – типичный для ультраосновных пород минерал. Внешние каймы зерен хромита сформированы хроммагнетитом-магнетитом (Fe²⁺ до 1,85 ф. е., Mg до 0,14 ф. е., Ni до 0,02 ф. е.).

Амфиболы представлены чермакитом (# Mg = 0,83, Ti = 0,30 ф. е. и Na = 0,44 ф. е.), роговой обманкой (# Mg = 0,84, Ti = 0,14 ф. е., Na = 0,60 ф. е.) и тремолитом (# Mg = 0,94–0,95, Na = 0,14–0,16 ф. е.), при этом чермакит и роговая обманка – включениями в рутиле. Тремолит образован на завершающем этапе преобразования массива.

Слюды представлены флогопитом (# Mg = 0,86) и мусковитом (Na до 0,18 ф. е.). Флогопит при этом проявлен в виде включения в рутиле, т. е. образован в ту же стадию, что и рассмотренные выше чермакит и роговая обманка; мусковит отмечен в виде сростания с кианитом, т. е. принадлежит завершающим этапам формирования.

Циркон в исследуемых пробах на основании взаимосвязи параметров концентраций La, Ce и Sm подразделен на три типа: М – магматический, М1 – переходный, Н – гидротермальный [4] (табл. 2).

Цирконы с возрастом 1700–1800 млн лет отвечают М- и М1-типам, содержат Ti от 6,7 до 23 г/т и характеризуются температурой 723–820 °С. Цирконы с датировками в возрастном интервале 520–580 млн лет отвечают М- и Н-типам, содержат Ti от 4,1 до 9 г/т и характеризуются температурами 668–732 °С. Цирконы с датировками в возрастном интервале 430–480 млн лет отвечают всем трем М, М1 и Н-типам, содержат Ti от 11,9 до 21,7 г/т и характеризуются температурами 757–814 °С.

Петрогеохимическая характеристика ультрамафитов. Для ультрамафитов Карабашского массива свойственны вариации содержаний SiO₂ 37,6–41,8 мас. % (табл. 3). Эти породы крайне бедны (мас. %): TiO₂ 0,02–0,07, Na₂O 0,07–0,14, K₂O до 0,03. Значения #Mg составляют 0,78–0,93 при содержании MgO 37,72–41,55 мас. %, характерны незначительные концентрации Al₂O₃ (0,36–1,95 мас. %) и CaO (0,08–1,49 мас. %). Соотношения главных петрогенных компонентов в них составляют: Al₂O₃/SiO₂ 0,01–0,04, MgO/SiO₂ 0,93–1,02 и CaO/Al₂O₃ 0,17–1,90, что соответствует альпинотипным ультрамафитам [2].

Ультрамафиты характеризуются относительно низким содержанием редкоземельных элементов (ΣРЗЭ = 1,39–5,21 г/т) при преобладании легких редкоземельных элементов (ЛРЗЭ) над тяжелыми (ТРЗЭ), ТРЗЭ/ЛРЗЭ = 0,09–0,30. Спектры распределения РЗЭ (рис. 2) имеют отрицательный наклон, в области средних РЗЭ наблюдается сглаженный минимум, для гарцбургитов спектр осложнен слабой отрицательной

Таблица 2
Возраст и тип цирконов из ультрамафитов Карабашского массива, концентрации титана и значения температуры кристаллизации циркона

Кристалл, кратер	Возраст, млн лет	Тип циркона	Ti, г/т	T, °C
<i>Аподунитовый серпентинит</i>				
5.1	1868 ± 17	М	6,7	707
1.1	1737 ± 14	М ₁	8,1	723
1.2	1761 ± 15	М	13,0	765
1.3	1710 ± 21	М	26,6	835
2.1	1670 ± 11	М ₁	22,5	818
6.1	521 ± 10	М	9,0	732
5.2	478 ± 9	Н	11,9	757
<i>Апогарцбургитовый серпентинит</i>				
4.2	1759 ± 30	М	23,1	820
4.1	1706 ± 25	М ₁	19,6	804
2.1	1700 ± 26	М	20,4	808
1.2	577 ± 10	М	7,9	721
1.3	567 ± 12	Н	4,1	668
3.1	456 ± 9	М	21,7	814
3.2	436 ± 12	М ₁	12,7	781
3.3	431 ± 10	Н	15,5	762

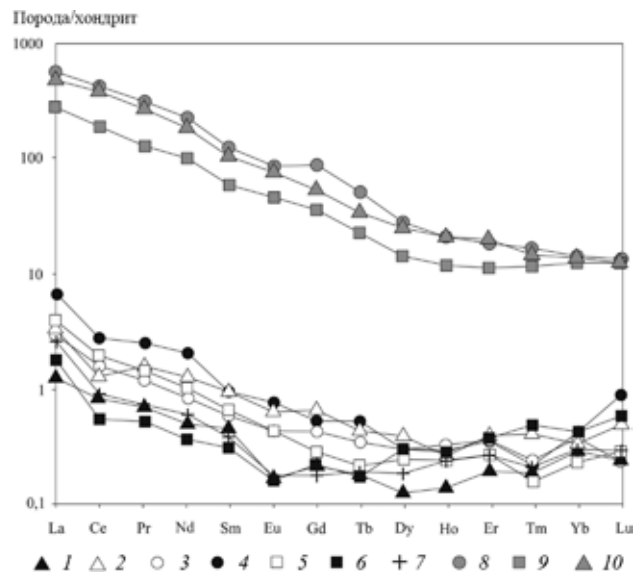


Рис. 2. Распределение РЗЭ в гипербазитах, родингитах Карабашского массива

1 – серпентинизированный дунит; 2 – серпентинизированный гарцбургит; 3–7 – серпентиниты; 8, 9 – родингит; 10 – хлорит-карбонатный метасоматит

Содержания петрогенных (мас. %) и редкоземельных (г/т) элементов в породах Карабашского массива

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	41,8	40,1	38,83	40,02	38,93	37,6	41,64	37,24	37,7	6,42
TiO ₂	0,02	0,02	0,07	0,05	0,06	0,05	0,05	1,05	1,15	0,79
Al ₂ O ₃	0,43	1,95	0,48	0,63	0,36	0,78	0,72	3,73	2,02	3,08
∑FeO	6,87	6,62	9,02	6,77	10,15	8,17	2,91	10,1	9,57	10,35
MnO	0,09	0,13	0,12	0,11	0,14	0,15	0,11	0,22	0,2	0,69
MgO	39	39,27	37,72	39,81	38,19	38,71	41,55	19,24	13,59	13,06
CaO	0,08	0,34	0,28	0,35	0,28	1,49	0,28	21,17	36,44	42,01
Na ₂ O	0,14	0,13	0,09	0,08	0,08	0,09	0,07	0,15	0,07	0,14
K ₂ O	—	—	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08	0,07	0,05	2,14	1,39	1,24
п. п. п.	11,8	11,6	12,48	12,24	9	12,96	12,38	5,6	7,04	22,5
∑	100,29	100,22	99,45	100,19	99,35	100,17	99,91	100,66	99,28	100,3
Zr	0,53	0,48	3,29	1,89	2,16	5,20	6,86	200,66	138	54,0
Nb	0,07	0,05	<0,01	0,13	0,24	0,16	0,15	20,16	7,21	18,05
La	0,31	0,80	0,72	1,67	0,97	0,43	0,63	136,33	116,37	69,52
Ce	0,53	0,85	1,01	1,75	1,28	0,36	0,58	268,46	241,41	119,93
Pr	0,07	0,16	0,11	0,24	0,14	0,05	0,07	28,93	26,57	12,05
Nd	0,24	0,61	0,40	0,98	0,48	0,18	0,30	107,76	91,46	46,98
Sm	0,07	0,15	0,09	0,14	0,11	0,05	0,06	18,89	16,29	9,01
Eu	0,01	0,04	0,03	0,04	0,03	0,01	0,01	5,03	4,36	2,62
Gd	0,05	0,14	0,09	0,11	0,06	0,05	0,04	18,34	11,33	7,38
Tb	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	1,98	1,27	0,86
Dy	0,03	0,10	0,08	0,08	0,07	0,08	0,05	7,18	6,60	3,56
Ho	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	1,20	1,15	0,68
Er	0,03	0,07	0,06	0,06	0,04	0,06	0,04	3,07	3,41	1,87
Tm	0,01	0,01	0,01	0,01	—	0,01	0,01	0,43	0,39	0,30
Yb	0,05	0,06	0,06	0,07	0,04	0,07	0,05	2,40	2,40	2,03
Lu	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,34	0,32	0,33
Cr	2084	2289	2166	1428	1569	2316	2277	491,83	434,96	17,03
Co	82,29	87,75	126,79	97,08	115,59	98,36	96,49	48,64	37,88	33,10
Ni	1495	1550	2783	2294	2451	2343	2485	189,53	227,62	65,19
Sr	8,53	14,95	19,50	40,45	21,28	41,37	17,05	427,32	420,22	3231
Ba	6,84	15,03	120,13	10,38	23,14	6,41	5,44	22,66	41,38	55,64

Примечание. 1 – аподунитовый серпентинит, 2 – апогарцбургитовый серпентинит, 3–7 – серпентиниты, 8, 9 – родингиты, 10 – хлорит-карбонатный метасоматит.

(Eu/Eu* = 0,18–0,33) европиевой аномалией (рис. 2). Форму спектров можно охарактеризовать как слабовыраженную U-образную, в целом отрицательную. Среднее суммарное содержание РЗЭ в ультрамафитах Карабашского массива близко к хондритовому. Значения параметра La/Yb изменяются в интервале 5,86–25,86, составляя в среднем 14,19. Наиболее низким значением этого параметра характеризуются серпентинизированные гарцбургиты. Для ультрамафитов Карабашского массива отмечаются высокие содержания типоморфных – Cr (до 2277 г/т), Ni (до 2783 г/т) и Co (до 127 г/т), а также литофильных элементов – Sr (до 41,1 г/т), Ba (до 120 г/т) при отношении Ba/Sr = 0,26–6,16.

Метаморфизм. На основании особенностей состава хромшпинели, циркона и других редких минералов выделены этапы и условия метаморфизма ультрамафитов.

Хромшпинель – типоморфный минерал-индикатор процессов, протекающих в ультрамафитах.

Хромшпинель с содержанием глинозема до 31,2 %, предположительно, мантийного происхождения, является наиболее ранним минералом ультрамафитов, температура ее формирования 800–900 °С [20].

На основании датировки по цирконам [6] выделяются три этапа формирования и преобразования ультрамафитов Карабашского массива, каждому из которых соответствует своя температура. Оценка температуры кристаллизации циркона по содержанию в нем титана – на сегодня наиболее применяемый метод [19; 23]. Цирконы из ультрамафитов Карабашского массива характеризуются вариацией концентрации Ti 4,1–26,6 г/т, что отражает широкое проявление процессов преобразования пород. Для оценки температуры каждого из этапов выбраны цирконы только М-типа.

Ранние метаморфические процессы фиксируются цирконом магматического типа, соответствующего возрасту 1720–1750 млн лет, а температура формирования этих цирконов – 720–840 °С.

Следующим этапом, «записанным» в цирконе, является возрастной интервал 520–580 млн лет с температурой 670–730 °С. Этот этап соответствует промежуточным процессам, происходящим в магматическом расплаве.

Последний этап, отраженный в цирконах для ультраосновных пород, – 430–480 млн лет с температурами 760–800 °С. В это время происходило внедрение во вмещающие осадочные породы.

Минералогическое разнообразие ультрамафитов также указывает на полиметаморфизм массива. Ранее нами были выделены группы минералов, которые связаны с различными условиями их образования [9].

На первом выделенном по цирконам этапе вероятно появление алюмоэнстатита с предельно высокими содержаниями $Al = 15–20$ мас. % и $Ca = 0,7–0,9$ мас. % ($T = 1050–1350$ °С, $P = 30$ кбар по геотермобарометру) [15; 16]

Распределение железо-магнезиальных элементов в пироп-альмандине ($Prp_{30,2}Gr_{12,4}$, $\#F = 65$) и алюмоэнстатите ($\#F = 32$) соответствует кривой распределения железистости граната и ортопироксена по Н. В. Соболеву [14], что позволяет предполагать их равновесность, однако расчет T при $P = 30$ кбар дает более низкое ее значение (632 °С). Высококальциевый альмандин-пироп ($Prp_{42,9}Ca-compr_{28,3}$), согласно экспериментальным данным [3] и сопоставимости его по составу с гранатами дистеновых эклогитов из кимберлитов и других ультравысокобарических пород, вероятно, образован при $P \geq 20–23$ кбар. Следовательно, эти гранаты сформированы на втором этапе.

Чермакит и роговая обманка, согласно амфиболитовому геотермобарометру [8] и по содержанию Ti в амфиболе, образованы при T ниже 925–930 °С и $T = 650–700$ °С и $P = 10–11$ кбар и $P = 7,5–8$ кбар соответственно, что позволяет отнести их к третьему этапу. На этом же этапе вероятнее всего появление флогопита, который, по экспериментальным данным [22], мог формироваться при $P \sim 10–25$ кбар и $T = 350–785$ °С. Здесь же происходит первая высокотемпературная стадия серпентинизации – антигоритовая.

Завершающая стадия (310–315 млн лет) эволюции массива – формирование в его пределах родингитов и хлорит-карбонатных пород [6]. Для ультрамафитов это имеет отражение в появлении таких метасоматических минералов, как андрадит-гроссуляровые гранаты, мусковит, кианит, и второй стадии серпентинизации – лизардитовой, а также карбонатизации серпентинитов. Ассоциация кианит + мусковит образована при $T = 600–667$ °С и $P = 7$ кбар (по содержанию $Si = 3,02$ ф. е., мусковит-гранатовому геотермометру [24]).

Многоэтапность процессов формирования массива проявлена не только в минералогии, но и в геохимии пород. Ультрамафиты массива по концентрации и распределению петрогенных, редких и редкоземельных элементов, в соответствии с геохимической характеристикой

«мантийных» и «коровых» ультрамафитов [12], несут мантийные черты. Серпентинизация, связанная с процессами «внедрения» их в земную кору, отражена в наличии слабовыраженной отрицательной европиевой аномалии. Преобразование ультрамафитов в коровых условиях, связанные с участием флюида и поздних метаморфических процессов, проявлены в обогащении ультрамафитов Карабашского массива легкими РЗЭ. Поздние процессы с привнесением флюида, обогащенного РЗЭ, проявлены и в родингитах, несущих ураганные концентрации всего спектра РЗЭ, что отмечалось также в работах предшественников [10]. Направленность спектров распределения РЗЭ в родингитах, хлорит-карбонатных породах и ультрамафитах Карабашского массива схожа, что свидетельствует о единстве поздних процессов, а высокие концентрации крупноионных литофильных элементов (Ba, Sr) – о преобразованиях в коровых условиях.

Заключение. В ультрамафитах Карабашского массива выявлены особенности состава циркона, хромшпинелидов и других редких минералов, которые отражают полиметаморфические преобразования ультрамафитов Карабашского массива (табл. 4). Сделана попытка PT -оценки ранее выделенных этапов. Полиметаморфизм массива отражен также и в геохимии пород.

Выделены как минимум четыре этапа метаморфических преобразований: ранние 1720–1750 млн лет, к которым отнесено появление высокоглиноземистого алюмоэнстатита; промежуточные (520–580 млн лет) – пироп-альмандиновые и альмандин-пироповые гранаты; этап внедрения ультраосновных пород во вмещающие (430–480 млн лет) с возникновением в породах чермакита, роговой обманки, флогопита и других минералов; последний (завершающий) этап (310–315 млн лет) связан с метасоматическими процессами, протекает одновременно с формированием в пределах массива родингитов и хлорит-карбонатных пород, для ультрамафитов преобразования отражены в возникновении высококальциевых гранатов и таких минералов, как кианит, мусковит, кальцит и др.

1. Геология и минералогия месторождения медистого золота Золотая гора (Карабашское), Средний Урал (о проблеме «золото-родингитовой» формации) / Э. М. Спиридонов, П. А. Плетнев., Е. В. Перельгина, М. С. Рапопорт. – М.: МГУ, 1997. – 192 с.

2. Геология, петрохимия и хромитонность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала / Д. Е. Савельев, В. Н. Сначев, Е. Н. Савельева, Е. А. Бажин. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. – 320 с.

3. Грин Т. Х. Экспериментальное исследование ассоциаций субсолидуса, образующихся при высоких давлениях за счет высокоглиноземистых базальтов, кианитовых эклогитов и гроспидитов // Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. – Л.: Недра, 1970. – С. 21–52.

Сопоставление минералогии ультрамафитов Карабашского массива с этапами формирования (PT-условия)

Этапы формирования массива; возраст, млн лет	PT-параметры	Индекс-минералы / Номер анализа по табл. 1
Образование вещества гипербазитов в мантии, преобразования верхнемантийных ультрамафитовых реститов; 1720–1750	$T = 1050–1350\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 30\text{ кбар}$ ↓ $720–840\text{ }^{\circ}\text{C}$	En (Al IV = 0,25–0,41 ф. е., Al VI = 0,41–0,44 ф. е.) / 1 Di (#Mg = 0,97–0,98) / 21, 22 Ol (#Mg = 0,93–0,95) / 20
Промежуточные процессы; 530–565	$670–730\text{ }^{\circ}\text{C}$ $P \geq 20–23\text{ кбар}$	Prp _{30,2} Alm _{56,0} Sps _{1,7} Grs _{12,4} / 10 Prp _{42,9} Alm _{28,3} Sps _{0,6} Grs _{28,2} / 21, 22
Внедрение ультрамафитов во вмещающие породы; 420–460	$760–800\text{ }^{\circ}\text{C}$ $10–11\text{ кбар}$ ↓ $650–700\text{ }^{\circ}\text{C}$ $7,5–8\text{ кбар}$	Ts (#Mg = 0,83) / 6 Hbl (#Mg = 0,84) / 7 Phl (Ti \geq 4,5 мас. %, Si \geq 2,8 ф. е.) / 8 Rt / 4, 5 Atg / 2, 23
Формирование хлорит-карбонатных пород и родингитов, появление золота, поздних минералов; 310–315	$760\text{ }^{\circ}\text{C}$ 7 кбар ↓ $600–667\text{ }^{\circ}\text{C}$	Alm _{11,5} Sps _{1,2} Prp _{2,2} Ca-comp _{85,0} / 15 Tr / 16 Ky / 36 Pl и Kfs / 18, 42 Cal, Dol, Mgs / 38–40 Lz / 3, 24

4. Вализер П. М., Краснобаев А. А., Глебова Н. М. Ультрамафиты ильмено-вишневогорского комплекса (Южный Урал): геотермометрия по Ti в цирконе // Вестник Коми. – 2019. – № 8. – С. 25–32.

5. Кисин А. Ю., Мурзин В. В., Притчин М. Е. Тектоническая позиция золотого оруденения горы Карабаш (Южный Урал) по результатам изучения малых структурных форм // Литосфера. – 2016. – № 4 – С. 79–91.

6. Краснобаев А. А., Вализер П. М. Возрастные и генетические взаимоотношения гипербазитов, родингитов и хлорит-карбонатных пород Карабашского массива (Южный Урал) // Литосфера. – 2016. – № 3. – С. 112–125.

7. Медведева Е. В. Алюмоэнстатит из Карабашского и Няшевского массивов (Южный Урал) / Е. В. Медведева, Н. М. Мурдасова, А. Б. Немов, В. А. Котляров // Минералогия. – 2016. – № 4. – С. 48–55.

8. Мишкин М. А. Амфиболовый геотермометр для метабазитов // ДАН СССР. – 1990. – Т. 312, № 4. – С. 944–946.

9. Мурдасова Н. М., Вализер П. М. Минералы ультрамафитов Карабашского массива (Южный Урал) // Вестник Коми. – 2015. – № 3. – С. 3–8.

10. Мурзин В. В., Ронкин Ю. Л. Геохимия редкоземельных элементов как показатель генезиса золотоносных родингитов Карабашского массива альпинотипных гипербазитов (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов. – 2007. – Миасс: ИМин УрО РАН. – С. 5–10.

11. Мурзин В. В. Золотое оруденение в родингитах массивов альпинотипных гипербазитов / В. В. Мурзин, В. Н. Сазонов, Д. А. Варламов, С. Н. Шанина // Литосфера. – 2006. – № 1. – С. 113–134.

12. Ревердатто В. В., Селятицкий А. Ю., Карсвелл Д. А. Геохимические различия «мантийных» и «коровых» перidotитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких-сверхвысоких давлений // Геология и геофизика. – 2008. – № 2. – С. 99–119.

13. Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. – М.: Наука, 1964. – 218 с.

14. Спиридонов Э. М., Плетнев П. А. Месторождение медистого золота Золотая гора. – М.: Научный мир, 2002. – 220 с.

15. Brey G. P., Kohler T., Nickel K. G. Geothermobarometry in four-prase lherzolites. I. Experimental results from 10 to 60 kb // Journal of Petrology. – 1990. – Vol. 31. – Pp. 1313–1352.

16. Brey G. P., Kohler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers // Journal of Petrology. – 1990. – Vol. 31. – Pp. 1353–1352.

17. Dick H. J. B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1984. – N 86 – Pp. 54–76.

18. Dickey J. S. A hypothesis of origin for podiform chromite deposits // Chromium: its physicochemical behavior and petrologic significance. – 1976. – Pp. 1061–1074.

19. Fu B. Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations / B. Fu, E. Z. Page, A. J. Cavosie, J. Fournelle, N. T. Kita, J. S. Laskey, S. A. Wilde, J. W. Valley // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2008. – Vol. 156. – Pp. 197–215.

20. Irvine T. N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I: Theory // Canadian Journal of Earth Sciences. – 1965. – N 2 – Pp. 648–672.

21. Leblanc M., Violette J. F. Distribution of aluminium-rich and chromium-rich chromite pods in ophiolite peridotites // Economic Geology. – 1983. – N 78. – Pp. 293–301.

22. Massonne H. J. Experimental and petrogenetic study of UHPM // Ultrahigh pressure metamorphism. – New York: Cambridge University Press. – 1995. – Pp. 33–95.

23. Page F. Z. Zircon from kimberlite: New insights from oxygen isotopes, trace elements, and Ti-in-zircon thermometry / F. Z. Page, B. Fu, N. T. Kita, J. Fournelle, M. J. Spicuzza, D. J. Schulze, F. Viljoen, M. A. S. Basei, J. W. Valley // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2007. – Vol. 71. – Pp. 3887–3903.

24. Ravna E. J., Paquin J. Thermobarometric methodologies applicable to ecologies and garnet ultrabasites // EMU Notes in Mineralogy. – 2003. – Vol. 5 (8) – Pp. 229–259.

25. Thayer T. P. Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman – Soridag District, Turkey // Economic Geology. – 1964. – N 59 – Pp. 1497–1524.

1. Spiridonov E. M., Pletnev P. A., Pereyginina E. V., Rapoport M. S. Geologiya i mineralogiya mestorozhdeniya medistogo zolota Zolotaya gora (Karabashskoe), Sredniy Ural (o probleme «zoloto-rodingitovoy» formatsii [Geology and mineralogy of the copper gold deposit Zolotaya Gora (Karabash), Middle Urals (on the problem of the “gold-rhodite” formation)]. Moscow: MGU.1997. 192 p.
2. Savel'ev D. E., Snachev V. N., Savel'eva E. N., Bazhin E. A. Geologiya, petrokimiya i khromitonochnost' gabbro-giperbazitovykh massivov Yuzhnogo Urala [Geology, petrochemistry and chromium ores gabbro-ultrabasic massifs of the Southern Urals]. Ufa: DizaynPoligrafServis. 2008. 320 p.
3. Grin T. Kh. Experimental study of subsolidus associations formed at high pressures due to high-alumina basalts, kyanite eclogites and grossidites. *Origin of the main series of igneous rocks according to experimental data*. Leningrad: Nedra. 1970. Pp. 21–52. (In Russian).
4. Valizer P. M., Krasnobaev A. A., Glebova N. M. Ultramafics of ilmeno-vishnevogorsky complex (South Urals): geothermometry of Ti-in-zircon. *Vestnik Komi*. 2019. No 8, pp. 25–32. (In Russian).
5. Kisin A. Yu., Murzin V. V., Pritchkin M. E. Tectonic position of the gold mineralization of the Karabash Mountain (Southern Urals): Examination of small structural forms. *Litosfera*. 2016. No 4, pp. 79–91. (In Russian).
6. Krasnobaev A. A., Valizer P. M. Age and genetic relationships of ultramafites, rhodinites and chlorite-carbonate rocks of Karabash Massif (South Urals). *Litosfera*. 2016. No 3, pp. 112–125. (In Russian).
7. Medvedeva E. V., Murdasova N. M., Nemov A. B., Kotlyarov V. A. Alumoenstatitis from the Karabash and Nyahevsky massifs (South Ural). *Mineralogiya*. 2016. No 4, pp. 48–55. (In Russian).
8. Mishkin M. A. Amphibole geothermobarometer for metabasites. *DAN SSSR*. 1990. Vol. 312. No 4, pp. 944–946.
9. Murdasova N. M., Valizer P. M. The minerals of the ultramafic rocks of the Karabash Massif (South Urals). *Bulletin of Komi*. 2015. No 3, pp. 3–8. (In Russian).
10. Murzin V. V., Ronkin Yu. Geochemistry of rare-earth elements as an indicator of the genesis of gold-bearing rhodite of the Karabash Massif of alpinotype hyperbasites (Southern Urals). *Metallogeny of ancient and modern oceans*. Miass: IMin UrO RAN. 2007. Pp. 5–10. (In Russian).
11. Murzin V. V., Sazonov V. N., Varlamov D. A., Shaniina S. N. Gold mineralization in rhodite arrays of alpinotype hyperbasites. *Litosfera*. 2006. No 1, pp. 113–134. (In Russian).
12. Revepdatto V. V., Selyatitskiy A. Yu., Karsvell D. A. Geochemical differences between “mantle” and “crustal” peridotites/pyroxenites in metamorphic complexes of high-ultra-high pressures. *Geologiya i geofizika*. 2008. No 2, pp. 99–119. (In Russian).
13. Sobolev N. V. Parageneticheskie tipy granatov [Paragenetic types of garnets]. Moscow: Nauka. 1964. 218 p.
14. Spiridonov E. M., Pletnev P. A. Deposit of copper gold Zolotaya Gora [Mestorozhdenie medistogo zolota Zolotaya gora]. Moscow: Nauchnyy mir. 2002. 220 p.
15. Brey, G. P., Kohler, T., Nickel, K. G. 1990: Geothermobarometry in four-phase lherzolites. I. Experimental results from 10 to 60 kb. *Journal of Petrology*. 31. 1313–1352.
16. Brey, G. P., Kohler, T. 1990: Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*. 31. 1353–1352.
17. Dick, H. J. B., Bullen, T. 1984: Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 86. 54–76.
18. Dickey, J. S. 1976: A hypothesis of origin for podiform chromite deposits. *Chromium: its physicochemical behavior and petrologic significance*. 1061–1074.
19. Fu, B., Page, E. Z., Cavosie, A. J., Fournelle, J., Kita, N. T., Laskey, J. S., Wilde, S. A., Valley, J. W. 2008: Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 156. 197–215.
20. Irvine, T. N. 1965: Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I: Theory. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 2. 648–672.
21. Leblanc, M., Violette, J. F. 1983: Distribution of aluminum-rich and chromium-rich chromite pods in ophiolite peridotites. *Economic Geology*. 78. 293–301.
22. Massonne, H. J. 1995: Experimental and petrogenetic study of UHPM. *Ultrahigh pressure metamorphism*. New York: Cambridge University Press. 33–95.
23. 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. 2007: Zircon from kimberlite: New insights from oxygen isotopes, trace elements, and Ti-in-zircon thermometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 71. 3887–3903.
24. Ravna, E. J., Paquin, J. 2003: Thermobarometric methodologies applicable to ecologies and garnet ultrabasites. *EMU Notes in Mineralogy*. 5 (8). 229–259.
25. Thayer, T. P. 1964: Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman – Soridag District, Turkey. *Economic Geology*. 59. 1497–1524.

Глебова Наталья Михайловна – мл. науч. сотрудник, Ильменский государственный заповедник Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии Уральского отделения Российской академии наук (ИГЗ ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН). Территория Ильменского заповедника, Миасс, Челябинская обл., 456317, Россия. <winned by dream@inbox.ru>

Glebova Natal'ya Mikhaylovna – Junior Researcher, Ilmeny State Reserve of the South Ural Federal Research Center and Environmental Geoscience Mineralogy of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (ISR SU FRC MG UB RAS). Territory of the Ilmeny State Reserve, Miass, Chelyabinsk district, 456317, Russia. <winned by dream@inbox.ru>