Научная статья
УДК 553.41: 552.11
DOI: 10.31084/2619-0087/2022-1-4

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ДИОРИТОВ И КВАРЦЕВЫХ ДИОРИТОВ ЗОЛОТО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОЛЬШОЙ КАРАН НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

А. М. Косарев[1], Г. Т. Шафигуллина[1], В. В. Холоднов[2]

1 — Институт геологии УФИЦ РАН, г.Уфа, amkosarev@mail.ru

2 — Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

В работе приведены сведения о химическом составе интрузивных диоритов золото-порфирового месторождения Большой Каран, расположенного в северной части Вознесенско-Присакмарской структурной зоны (ГУР), на севере Учалинского рудного района.

Приведены дополнительные сведения о 1) первично-магматических, 2) акцессорных, 3) гидротермально-метасоматических и 4) рудных минералах. Особое внимание уделено геохимическим особенностям акцессорных минералов из диоритов рудоносной зоны.

По соотношениям Nb/Yb и Th/Yb в габброидах с учётом других материалов, проведены геодинамические реконструкции, в результате которых выделены группы габбро-диоритов, формировавшиеся в Вознесенско-Присакмарской зоне на участках с корой океанического, островодужного и субконтинентального типов, выплавлявшихся из деплетированных и обогащенных мантийных источников. Большекаранско-Вознесенско-Карагайкульская рудоносная зона приурочена к области с мощной корой островодужного или субконтинентального типа.

Ключевые слова: Южный Урал, зона Главного Уральского разлома, диориты, золото-порфировое оруденение, циркон, апатит

Благодарности: Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН (FMRS-2022-0011) и госбюджетной темы ИГГ УрО РАН № АААА-А18-118052590029-6.

Original article

MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF DIORITES AND QUARTZ DIORITES OF THE BOLSHOY KARAN GOLD-PORPHYRY DEPOSIT IN THE SOUTHERN URALS

A. M. Kosarev[1], G. T. Shafigullina[1], V. V. Kholodnov[2]

1 — Institute of Geology UFRC RAS, Ufa, Russia, amkosarev@mail.ru

2 — Institute of Geology and Geochemistry of the UrB RAS, Yekaterinburg

The paper provides information on the chemical composition of intrusive diorites the gold-porphyry deposit of Bolshoy Karan, located in the northern part of the Voznesensk-Prisakmar structural zone (MUF), in the north of the Uchaly ore district.

Для цитирования: *А. М. Косарев, Г. Т. Шафигуллина, В. В. Холоднов* Минералогия и геохимия диоритов и кварцевых диоритов золото-порфирового месторождения Большой Каран на Южном Урале // Геологический вестник. 2022. №1. С. 39–57. DOI: 10.31084/2619-0087/2022-1-4

For citation: A. M. Kosarev, G. T. Shafigullina, V. V. Kholodnov. (2022) Mineralogy and geochemistry of diorites and quartz diorites of the Bolshoy Karan gold-porphyry deposit in the Southern Urals. *Geologicheskii vestnik*. 2022. No. 1. P. 39–57. DOI: 10.31084/2619-0087/2022-1-4

© А. М. Косарев, Г. Т. Шафигуллина, В. В. Холоднов, 2022

Additional information is given on 1) primary magmatic, 2) accessory, 3) hydrothermal-metasomatic and 4) ore minerals. Special attention is paid to the geochemical features of accessory minerals from the ore-bearing zone diorites.

According to the Nb/Yb and Th/Yb ratios in gabbroids, taking into account other materials, geodynamic reconstructions were carried out, as a result of which groups of gabbro-diorites formed in the Voznesensk-Prisakmar zone in areas with oceanic, island-arc and subcontinental types of crust, smelted from depleted and enriched mantle sources, were identified. The Bolshekaran-Voznesensk-Karagaikul ore-bearing zone is confined to an area with a thick crust of the island-arc or subcontinental type.

Keywords: Southern Urals, zone of the Main Ural Fault, diorites, Au-porphyry deposit, zircon, apatite

Acknowledgements: The work was carried out within the framework of the State Assignment of IG UFIC RAS (FMRS-2022-0011) and the state budget theme of the IGG of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (AAAA18-118052590029-6).

Введение

Золото-порфировое месторождение Большой Каран расположено в северной части Вознесенско-Присакмарской зоны (ГУР) (рис. 1), в северо-западной части Учалинского рудного района и на южном фланге Вознесенского габбро-диоритового массива. Порфировая минерализация этого месторождения связана с островодужными надсубдукционными диоритами, габбро-диоритами возраст которых определен в 412 млн. лет [Грабежев, Ронкин, 2011] по цирконам гранодиоритов Вознесенского Cu-порфирового месторождения и Sm-Nd методом по пробе роговообманкового габбро-диорита Карагайкульского рудопроявления (обр. 7–12/1) в лаборатории ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) — 418±25 млн. лет [Косарев и др., 2014]. Приведенная цифра получена по фракции габбро-диорита обогащенной магматической роговой обманкой. Валовая проба габбро-диорита дала возраст 362 млн. лет. Последняя цифра нуждается в уточнении, так как существенные метасоматические изменения пород в околорудном ореоле способствуют «омоложении» возраста. По геохимическим особенностям диориты и габбро-диориты Вознесенского и Большекаранского рудных полей относятся к надсубдукционному островодужному типу. Возраст начала субдукции на Южном Урале определяется как раннедевонский. По конодонтовой фауне возраст колчеданоносной толщи толеитовых базальтов — бонинитов — риодацитов определяется как поздний эмс. Цирконовый возраст наиболее ранних габбро островодужного типа Хабарнинского массива в Оренбургской области на Южном Урале составляет 415 млн. лет [Ферштатер, 2013], что близко к 418 млн. лет, полученному Sm-Nd методом на Карагайкульском рудопроявлении [Косарев и др., 2014]. В связи с приведенными материалами по изотопным датировкам интрузивных пород зоны Главного Уральского разлома, важное значение приобретают детальные данные по химии минералов, которые содержатся в предлагаемой вниманию читателей, статье.

Месторождение Большой Каран приурочено к южному флангу Вознесенского интрузивного массива роговообманковых габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов. На северном окончании массива располагается одноименное медно-порфировое месторождение. Массив залегает среди серпентинитов массивного и обломочного строения, содержащих блоки нижнедевонских известняков, базальтов, диабазов, не датированных кремнистых пород и пироксенитов [Знаменский, 2021]. Обломочные серпентиниты в большинстве

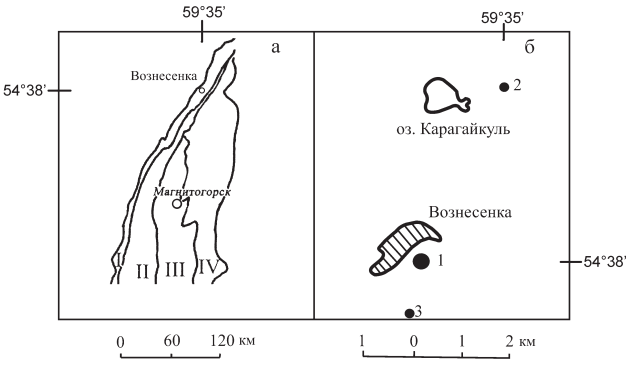

Рис. 1.

а. Структурно-формационные зоны первого порядка северной части Магнитогорского мегасинклинория: I — Вознесенско-Присакмарская (ГУР), II — Западно-Магнитогорская, III — Центрально-Магнитогорская, IV — Восточно-Магнитогорская

б. Расположение Вознесенского медно-порфирового месторождения (большой залитый кружок 1), Карагайкульского рудопроявления и мелкого Au-порфирового месторождения Большой Каран (2, 3). Поле с косой штриховкой — деревня Вознесенка

Fig. 1.

a. Structural and formational zones of the first order of the northern part of the Magnitogorsk megasynclinorium: I — Voznesensko-Prisakmara (MUF), II — West Magnitogorsk, III — Central Magnitogorsk, IV — East Magnitogorsk

б. Location of the Voznesensky copper-porphyry deposit (large filled circle 1), the Karagaykul ore occurrence and the small Au-porphyry deposit Bolshoy Karan (2, 3). Field with oblique shading — the village of Voznesenka

своем относятся к эдафогенным брекчиям и конглобрекчиям, входящим в состав олистостромовой толщи [Косарев и др., 2018а], вмещающей в пределах Вознесенско-Присакмарской зоны Co-Cu-колчеданные месторождения (Ишкининское, Ивановское, Дергамышское, Кутуевское и др.).

Месторождение Большой Каран золото-порфирового типа [Знаменский и др., 2020] связано с дайками габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов, содержащих фенокристы плагиоклаза, кварца, псевдоморфозы хлорита по роговой обманке и эпидота по пироксену. Микроструктура диоритов полнокристаллическая микропризматически-зернистая. Роговообманковые габбро и диориты распространены широко в северной части Вознесенско-Присакмарской зоны и выделяются в Нуралинско-Миндякский комплекс. Роговообманковые габбро и диориты охарактеризованы на Нуралинском, Миндякском и Кракинском участках [Gaggero et al., 1997; Pertsev et al., 1997; Spadea et al., 2002; Ферштатер, 2013; Ферштатер и др., 2010]. По соотношениям MgO — Y [Pertsev et al., 1997] габброиды принадлежат к мантийным выплавкам [Ферштатер, 2013, рис. 1.16]. Они обогащены подвижными (КИР) элементами и в целом имеют состав, характерный для надсубдукционных образований.

Цель настоящей статьи — рассмотреть состав породообразующих минералов рудоносных даек, а также минералов золото-порфировой минерализации и околорудных метасоматитов.

Методика исследования

Изучение морфологии и химического состава минералов проведено на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments) в Институте геологии КарНЦ РАН (аналитик С. Ю. Чаженгина). Параметры сканирования: W-катод, напряжение 20 кВ, время сканирования в стандартном режиме съемки 90 сек. Компьютерная обработка микрозондовых анализов минералов осуществлялась с помощью программы «MINAL» (автор Д. В. Доливо-Добровольский).

Материалы по составу апатита в диоритах Au-порфирового месторождения Большой Каран получены на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA Compact, с энергодисперсионным спектрометром Xplore 15 (Oxford Instruments), в Институте геологии УФИЦ РАН, г. Уфа.

Петрохимические и геохимические особенности диоритов участка Большой Каран

Интрузивные породы участка Большой Каран, изученные нами, по петрохимическим характеристикам относятся к диоритам и кварцевым диоритам, содержащим SiO_2 56–61 мас.%, TiO_2 0.31–0.47; Al_2O_3 14.7–17.22; MgO 1.0–5.49; Na_2O 1.27–3.85; K_2O 1.25–3.75 мас.% (табл. 1). Большинство интрузивных пород относятся к нормально-щелочному типу, единичные к субщелочному сериальному типу (см. табл. 1, рис. 2). Повышенная калиевость и щелочность в целом увязывается с высокой интенсивностью процессов альбитизации, серицитизации, калишпатизации в зонах околорудных ореолов.

По геохимическим материалам по интрузивным породам золото-порфирового месторождения Большой Каран С. Е. Знаменский [2021] сделал вывод о принадлежности рудоносного дайкового диоритового комплекса к известково-щелочной и адакитоподобной петролого-геохимическим сериям.

Рассматриваемые нами рудоносные диориты и кварцевые диориты относятся в основном к слабо измененным породам. Существенные аллохимичсекие изменения обнаружены в пробе 24–16/1 (см. табл. 1). Эти диориты отличаются низкими концентрациями MgO, Cao, FeO, MnO, Sr, Cs, Ba и высокими п.п.п (11.28 мас. %).

Сравнение диоритов Большого Карана с вулканитами адакитовой серии Камчатского перешейка [Колосков и др., 2018] показывает следующие их отличия: в диоритах Большого Карана установлены пониженные количества Al_2O_3, MgO, CaO, Co, Ni, Sr, Y, Zr, Nb, La, Ce, Sm, Eu, Gd, Yb, Hf, Ta, близкие Pb, Ta, повышенные Ba, Th.

На спайдердиаграммах порода/NMORB в диоритах установлены более глубокие геохимические минимумы по Nb, La, Ce, Pr, Zr. В породах адакитовой серии негативная геохимическая аномалия Zr отсутствует.

Характер распределения РЗЭ на графике, нормированном по хондриту, обнаруживается сходство в характере распределения РЗЭ, однако, в стиле графиков порода/хондрит очевидны отличия. В группе ТРЗЭ (рис. 3 б) количества Dy фиксируют минимум, а затем график обнаруживает очень слабое повышение значений в диоритах. В породах адакитовой серии (см. рис. 3 е) в области ТРЗЭ график выполаживается, но продолжается слабое уменьшение значений в направлении Dy-Yb.

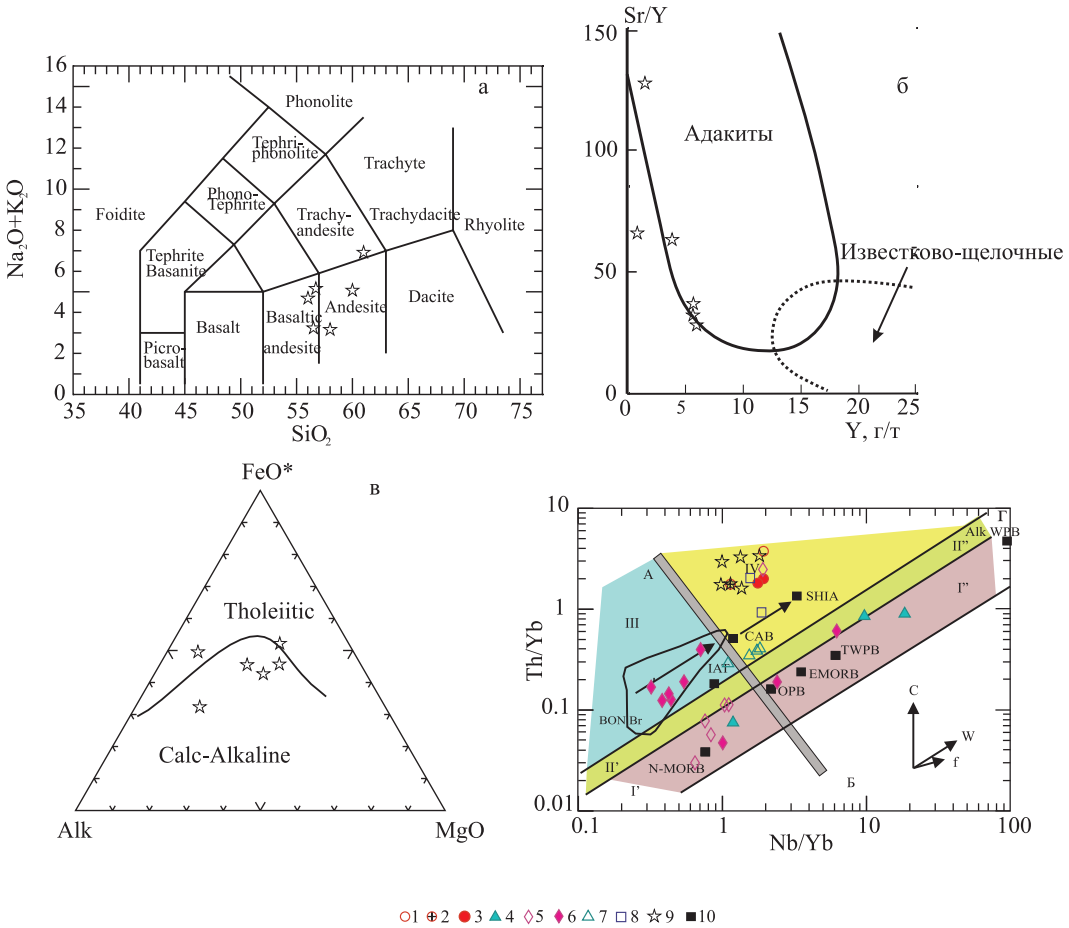

Рис. 2. Петрохимические и геохимические особенности интрузивных пород Миндякско-Нуралинской площади Вознесенско-Присакмарской зоны Южного Урала

Диаграммы: а) TAS; б) Sr/Y — Y [Defant, Drummont, 1990], в) AFM, г) Nb/Yb — Th/Yb [Pearce, 2008; Ферштатер, 2013]
1–4 — Карагайкульское рудное поле: 1 — габбро и габбро-диориты низко-умереннокалиевые (D_1) Карагайкульского участка (K_2O 1.25–1.88%), 2 — габбро-диорит умереннокалиевый (проба 7–12/1, по которой определен Sm-Nd изотопный возраст габброидов Карагайкульского участка [Косарев и др., 2014]); 3 — высококалиевые габбро, габбро-диориты (K_2O 1.89–3.75%); 4 — габбро мелкозернистые с высокими TiO_2 (C — P?); 5 — низко-умереннокалиевые габбро, габбро-диориты роговообманковые Нуралинского участка (D_1) [Ферштатер, Беа, 1996, Gaggero et al., 1997]; 6–7 — габброидные комплексы Вознесенско-Присакмарской зоны [Салихов, Беликова, 2007]: 6 — миндякские 3, 4, 5 комплексы, 7 — илектинский; 8 — габбро-диорит-плагиогранитный Вознесенский комплекс, 9 — интрузивные диориты и кварцевые диориты золото-порфирового месторождения Большой Каран, 10 — стандартные составы базальтов различных геодинамических обстановок.
Сокращения: BON — бонинитовая; N-MORB — нормальные толеитовые базальты СОХ; E-MORB– обогащенные базальты СОХ; IAT — толеитовые базальты островных дуг; CAB — известково-щелочные базальты островных дуг, SHIA — шошонитовая серия островных дуг; OPB — базальты подводных океанических плато [Богатиков и др., 2010]; TWPB — внутриплитные базальты; Alk WPB — щелочные внутриплитные базальты.

Fig. 2. Petrochemical and geochemical feature of intrusive rocks of the Mindyak-Nuralu area of the Voznesensko-Prisakmara zone of the Southern Urals.

Diagrams — TAS (a), Sr/Y — Y [Defant, Drummont, 1990] (б), AFM (в), Nb/Yb — Th/Yb [Pearce, 2008, Fershtater, 2013] (г) 1–4 — Karagaykul ore field: 1 — gabbro and gabbro-diorites low-moderate potassium (D_1) of the Karagaykul site (K_2O 1.25–1.88%), 2 — gabbro-diorite moderate potassium (sample 7–12/1, which determined the Sm-Nd isotopic age of gabbroids of the Karagaykul site [Kosarev et al., 2014]); 3 — high-potassium gabbro, gabbro — diorites (K_2O 1.88–3.75%); 4 — gabbro fine-grained with high TiO_2 (C-P?); 5 — low-moderate potassium gabbro, gabbro-diorites of the Nurali site (D_1) [Fershater, Bea, 1996, Gaggero et al., 1997]; 6–7 — gabbroid complexes of the Voznesensko-Prisakmara zone [Salikhov, Belikova, 2007]: 6 — Mindyak 3, 4, 5 complexes, 7 — Ilektinsky; 8 — gabbro-diorite-plagiogranite of the Voznesensk complex, 9 — intrusive diorites and quartz diorites of the Bolshoy Karan gold-porphyry deposit, 10 — standard compositions of basalts from different geodynamic conditions.
Abbreviations: BON — boninitic изменить на схеме; N-MORB — normal tholeitic mid-ocean ridge basalts; E-MORB — enriched mid-ocean ridge basalts; IAT– tholeitic basalts of island arcs; CAB — calc-alkali basalts of island arcs; SHIA — shoshonite series of island arcs; OPB — submarine basalts of the oceanic plateau [Bogatikov et al., 2010]; TWPB — tholeitic intraplate basalts; Alk WPB — alkaline intraplate basalts.

Таблица 1 Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в интрузивных породах месторождения Большой Каран

Table 1 Contents of major (wt %) and trace elements (ppm) in intrusive rocks of the Bolshoy Karan deposits

№п/п	22–16/3	22–16/1	22–16/2	23–16/1	24–16/1	24–16/2	24–16/3
SiO_2	27.00	56.72	56.00	56.50	60.00	61.00	58.00
TiO_2	0.06	0.43	0.44	0.31	0.43	0.40	0.47
Al_2O_3	0.21	15.44	17.22	15.17	14.76	15.26	14.70
Fe_2O_3	3.42	3.36	2.80	2.42	5.52	2.61	5.23
FeO	2.81	5.00	4.46	4.67	1.07	2.17	4.30
MnO	0.15	0.18	0.12	0.11	0.02	0.04	0.19
CaO	6.53	2.20	5.68	7.08	1.42	2.07	5.68
MgO	30.4	5.49	3.60	4.8	1.00	2.40	5.00
Na_2O	0.50	2.70	2.70	1.27	3.85	3.20	1.40
K_2O	0.40	2.49	1.99	2.00	1.25	3.75	1.79
P_2O_5	0.01	0.15	0.13	0.13	0.13	0.06	0.10
ппп	28.56	5.52	4.65	5.12	11.28	2.70	2.58
∑	100.06	99.68	99.78	99.58	100.79	99.66	99.50
V	18.15	123.04	91.73	130.28	6.25	48.58	133.41
Cr	-	27.65	21.37	10.53	17.25	19.02	25.66
Co	37.45	11.23	8.18	10.82	1.92	3.55	13.15
Ni	775.64	9.58	9.32	7.70	3.45	3.74	11.27
Cu	19.55	104.9	23.33	70.72	25.77	24.29	17.75
Zn	27.75	46.38	32.32	30.65	5.92	14.94	70.034
Ga	0.436	8.11	7.20	8.09	3.74	6.25	8.35
Rb	0.264	29.14	19.27	30.61	4.53	16.75	23.70
Sr	34.83	181.54	243.67	211.3	54.66	190.29	169.70
Y	0.144	5.64	3.84	5.68	0.83	1.49	5.96
Zr	0.48	34.32	36.72	18.30	62.08	28.09	26.59
Nb	0.28	1.46	1.30	1.11	1.30	1.09	1.08
Cs	0.094	1.83	1.74	2.03	0.23	0.85	0.681
Ba	7.84	455.33	564.10	524.93	80.95	834.31	216.35
La	0.198	7.99	7.97	8.076	4.99	8.63	7.492
Ce	0.375	16.56	14.80	16.08	6.97	13.32	15.545
Pr	0.042	2.14	1.74	2.04	0.77	1.284	1.991
Nd	0.17	8.88	6.59	8.76	2.351	4.086	8.192
Sm	0.047	1.81	1.30	1.91	0.305	0.627	1.786
Eu	0.023	0.54	0.47	0.62	0.094	0.401	0.548
Gd	0.040	1.60	1.13	1.74	0.253	0.487	1.648
Tb	0.007	0.23	0.16	0.24	0.032	0.068	0.230
Dy	0.045	1.42	0.96	1.56	0.23	0.412	1.439
Ho	0.008	0.31	0.21	0.34	0.05	0.089	0.325
Er	0.027	0.99	0.65	1.05	0.19	0.307	0.985
Tm	0.004	0.15	0.10	0.16	0.037	0.051	0.150
Yb	0.003	1.09	0.72	1.14	0.32	0.374	1.091
Lu	0.006	0.18	0.12	0.17	0.061	0.065	0.173
Hf	0.021	1.178	1.11	0.71	2.313	1.132	0.904
Ta	0.048	0.13	0.09	0.08	0.262	0.116	0.082
Pb	1.833	5.24	4.78	4.06	3.881	7.432	3.477
Th	0.049	3.57	2.41	1.99	12.06	6.96	3.203
U	0.126	1.68	0.69	0.96	1.68	0.92	1.392

Измененные метасоматическими процессами диориты Большого Карана (пробы 24–16/1 и 24–16/2) обнаруживают негативную геохимическую аномалию в интервале Gd — Er (см. рис. 3 в, г), что указывает, видимо, на некоторый вынос ТРЗЭ и Y при гидротермально-метасоматических и рудогенных процессах. Этот вывод необходимо учитывать при интерпретации геохимических диаграмм с ТРЗЭ и Y.

Петрографическая характеристика и химический состав минералов роговообманковых диоритов месторождения Большой Каран

В составе комплекса Большекаранского месторождения [Знаменский и др., 2017] преобладают диориты и кварцевые диориты с содержаниями SiO_2 56–61 мас.%. Главные породообразующие минералы — пироксен, плагиоклаз, роговая обманка, кварц, калишпат. Реликты пироксенов в диоритах Большого Карана редки, чаще присутствует роговая обманка.

Петрографическое изучение шлифов диоритов Большекаранского рудного поля показало возможность выделения нескольких ассоциаций минералов, представляющих собой генетические группы: первично магматические, гидротермально-метасоматические и рудные.

Первая группа первично магматические минералы: пироксен, плагиоклаз, роговая обманка, кварц, ортоклаз, акцессорный апатит, титанит и ильменит. Эта группа включает породообразующие минералы, образовавшиеся в процессе кристаллизации магмы диоритового состава.

Пироксен редок, встречается в виде реликтов вкрапленников клинопироксена, незамещенных вторичными минералами или псевдоморфоз, выполненных агрегатом эпидот-хлорит-кварцевого состава.

Плагиоклаз таблитчатой, удлиненно-призматической формы ксеноморфен к пироксену, в срезах поперечных удлинению кристаллов в кристаллах плагиоклаза видна реликтовая концентрическая зональность. В призматических кристаллах плагиоклаза четко видна зональность, выраженная в концентрации в центре зерен агрегата мелкочешуйчатого бесцветного серицита, а по периферии выдержанной полосы относительно чистого плагиоклаза-альбита. Изначально это был плагиоклаз средне-кислого состава на постмагматической стадии подверженной альбитизации и серицитизации.

По данным микрозондового анализа плагиоклаз представлен альбитом, который имеет следующий состав (мас.%): SiO_2 63.9–66.05; Al_2O_3 19.55–22.86; CaO 1.5–4.31; Na_2O 10.22–11.25. Формула альбита следующая $Na_{0.96}Al_{1.01}Si_{3.03}O_8$.

Кристаллизация плагиоклаза из магмы происходила вслед за клинопироксеном, а альбитизация и серицитизация плагиоклаза связаны с гидротермально-метасоматическим процессом и фазой рудообразования.

Ортоклаз. По результатам микрозондового анализа калиевый полевой шпат соответствует ортоклазу, имеющему следующий состав (мас. %): SiO_2 63.90–66.41, Al_2O_3 16.35–18.45, K_2O 17.07–17.66. Время кристаллизации ортоклаза позже плагиоклаза. Диагностика его проведена при микрозондовых исследованиях. Образование ортоклаза могло происходить в конце процесса кристаллизации интрузивных пород или на гидротермальной стадии в период становления метасоматической зоны, содержащей ортоклаз и биотит в рамках Au — Cu-порфировой рудно-магматической системы [Кривцов, 1983].

Роговая обманка сохраняется редко. Иногда намечается ромбовидный характер кристаллов. Замещается хлоритом, местами в ассоциации с гидробиотитом. Редко встречаются чешуйки биотита с включениями выделений роговой обманки, одновременно угасающих под микроскопом. Скорее всего, это могло возникнуть на позднемагматической стадии, в период замещения роговой обманки биотитом. Гидратация биотита, по всей вероятности, происходила в период образования Au — Cu-порфировой минерализации и сопряженных гидротермально-метасоматического и динамометаморфического процессов.

На Карагайкульском участке, в пределах Вознесенско-Карагайкульской рудоносной зоны в дайке диоритов определен амфибол, соответствующей актинолитовой роговой обманке [Косарев и др., 2014].

Химический состав акцессорных минералов роговообманковых диоритов. Акцессорными минералами в породе являются циркон, апатит и титанит.

Циркон. В таблице 2 приведен химический состав для 16 точечных микрозондовых анализов в нескольких зернах циркона. В его составе содержатся формульные компоненты — цирконий и кремнезем; из примесей присутствуют U, Th и Hf; а также неформульные элементы (Ca, Fe, Al, Mg).

Зерна циркона, изученные нами, различаются по форме, характеру зональности и по структу-

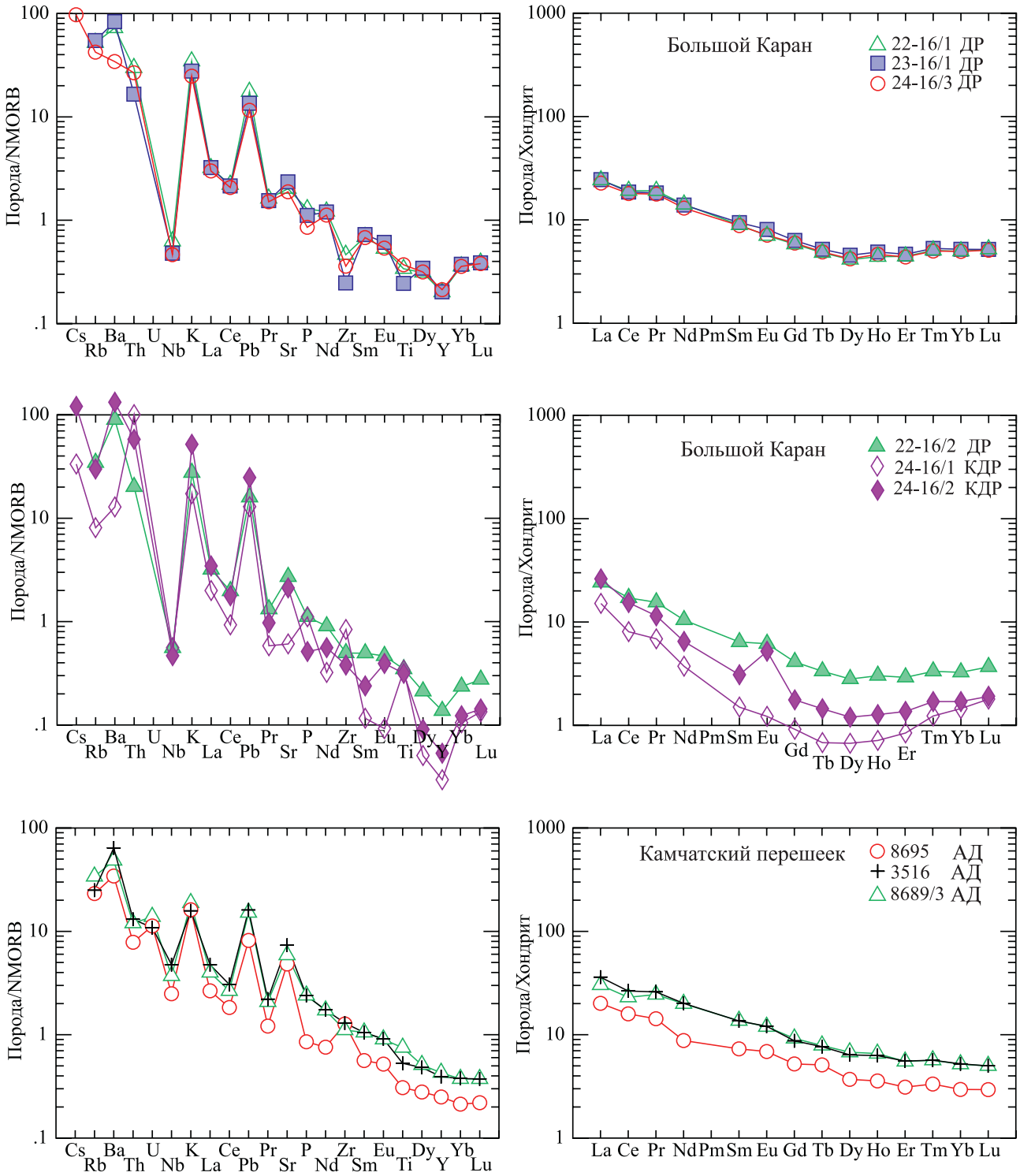

Рис. 3. Распределение редких и редкоземельных элементов в интрузивных диоритах золото-порфирового месторождения Большой Каран

а — г — месторождение Большой Каран, д — е — Камчатский перешеек [Колосков и др., 2018].
Сокращения: ДР — диориты, КДР — кварцевые диориты, АД — адакиты.

Fig. 3. Distribution of rare and rare-earth elements in intrusive diorites of the Bolshoy Karan gold-porphyry deposit

а — г — Bolshoy Karan deposit, д — е — Kamchatka Isthmus [Koloskov et al., 2018]. Abbreviations: ДР — diorites, КДР — quartz diorites, АД — adakites.

ре (рис. 4). Преобладающая часть зерен несет признаки призмодипирамидального их строения. Намечаются две генерации выделений циркона по размерам. Наиболее крупные (первая генерация) кристаллы размером по длинной оси до 60 mm и крупнее. Обладают хорошо проявленной зональностью с заметным колебанием ширины внешней осветленной (**4**) и светло-серой (**3**) зон.

Циркон-1 (см. рис. 4 а). Внутренняя (**1**), темно-серая с мелкозернистой структурой зона содержит пониженные концентрации ZrO_2 (18.41 мас. %), слабо пониженные количества SiO_2 (21.88 мас. %), высокие концентрации FeO (29.93 мас. %), иногда CaO (2.38 мас. %), Ce_2O_3 (22.37 мас. %) (*анализ 18–4*).

Внутренняя (**2**) темно-серая афанитовая зона (*анализ 18–2*) характеризуется пониженными концентрациями ZrO_2 (32.43 мас. %), SiO_2 (28.80 мас. %) и высокими — FeO (38.74 мас.%).

Эти данные по двум зонам свидетельствуют о наличии процесса разложения центра кристалла циркона вследствие гидротермальных флюидных воздействий.

В светло-серой зоне (**3**) (*анализы 18–1*, 17–2, табл. 3) данное зерно характеризуются следующим составом (мас. %): ZrO_2–40.29–44.77, SiO_2–23.87–24.09, ThO_2–22.05–23.12, UO_2–4.10, CaO 2.91–3.65, Ce_2O_3–1.63–2.47, Al_2O_3–2.29–2.40, FeO 0.94–1.42. Повышенные содержания ThO_2 в цирконе указывает на присутствие микровключений ториевых фаз, захваченных в процессе роста кристаллов циркона [Ляхович, 2000], так и тем, что зерна циркона подверглись гидротермальной переработке флюидами [Шарков и др., 2015].

Микровключения представлены торитом ($ThSiO_4$) неправильной формы размером до 3 мкм и распределены в нем неравномерно (см. рис. 4 а, в, *анализы 14–1, 16–4, 17–2, 18–1*, см. табл. 3).

Таблица 2. Химический состав циркона (мас. %)
Table 2. Composition of zircon (wt.%)

	ZrO_2	SiO_2	FeO	CaO	MgO	Ce_2O_3	ThO_2	UO_2	Al_2O_3	HfO_2
8–3	41.21	33.74	9.99	2.42	4.24	-	-	-	-	-
13–1	68.43	31.57	-	-	-	-	-	-	-	-
13–2	69.41	30.59	-	-	-	-	-	-	-	-
14–2	68.82	31.18	-	-	-	-	-	-	-	-
16–1	68.63	31.37	-	-	-	-	-	-	-	-
16–3	25.22	37.51	19.78	-	5.82	-	-	-	11.66	-
18–2	32.43	28.80	38.74	-	-	-	-	-	-	-
18–3	67.63	32.37	-	-	-	-	-	-	5.03	-
18–4	18.41	21.88	29.93	2.38	-	22.37	-	-	-	-
19–1	70.0	30.0	-	-	-	-	-	-	-	-
19–2	47.38	26.68	5.71	3.42	2.17	-	14.62	-	-	-
19–3	50.84	26.31	1.56	2.02	-	1.90	11.52	1.37	2.27	2.23
19–4	65.72	31.92	-	-	-	-	-	-	-	2.35
19–8	48.97	35.09	7.00	-	2.23	-	-	-	6.71	-
20–1	66.24	31.03	0.80	-	-	-	-	-	-	1.93
20–2	54.50	26.45	1.92	2.40	-	-	12.83	-	1.89	-

Кристаллохимические формулы (O=4)

8–3 $(Zr_{0.56}Fe_{0.23}Mg_{0.18}Ca_{0.07})_{1.04}Si_{0.94}O_4$
13–1 $Zr_{1.02}Si_{0.97}O_4$
13–2 $Zr_{1.04}Si_{0.95}O_4$
16–1 $Zr_{1.03}Si_{0.97}O_4$
16–3 $(Fe_{0.40}Zr_{0.30}Mg_{0.21})_{0.94}(Si_{0.92}Al_{0.07})_{1.01}O_4$
18–2 $(Fe_{0.84}Zr_{0.41})_{1.25}Si_{0.72}O_4$
18–3 $Zr_{0.96}(Si_{0.94}Al_{0.08})_{1.02}O_4$
18–4 $(Fe_{0.8}Zr_{0.30}Ce_{0.13}Ca_{0.08})_{1.31}Si_{0.70}O_4$
19–1 $Zr_{1.06}Si_{0.94}O_4$
19–2 $(Zr_{0.71}Fe_{0.14}Ca_{0.11}Th_{0.1}Mg_{0.09})_{1.0}Si_{0.82}O_4$
19–3 $(Zr_{0.83}Th_{0.08}Ca_{0.07}Al_{0.04}Fe_{0.04}Hf_{0.02})_{1.08}Si_{0.88}O_4$
19–4 $(Zr_{0.99}Hf_{0.02})_{1.01}Si_{0.99}O_4$
19–8 $(Zr_{0.7}Fe_{0.16}Mg_{0.09})_{0.95}(Si_{0.94}Al_{0.08})_{1.02}O_4$
20–1 $(Zr_{1.0}Fe_{0.02}Hf_{0.02})_{1.04}Si_{0.96}O_4$
20–2 $(Zr_{0.87}Ca_{0.08}Fe_{0.05})_{1}(Si_{0.86}Al_{0.04})_{0.9}O_4$

По данным микрозондового анализа торит в цирконе представлен следующим составом: ThO_2 (22.05–46.67), SiO_2 (17.87–24.09%). Кроме того в анализ попадает ZrO_2 (19.85–44.47%), представляющий материал вмещающего минерала. В его составе отмечены примеси урана (4.10–6.80%), церия (1.63–7.69%), ванадия (2.62%) и лантана (2.18%). Из числа неформульных элементов присутствуют железо, кальций и алюминий (табл. 3).

Внедрение флюидов по трещинам приводит к гидратации циркона и переходу некоторых количеств Zr и SiO_2 во флюид и привносу Fe (до 29–38%) и Ca [Corfu et al., 2003; Каулина и др., 2011; Мачевариани, 2015]. Обогащение флюида Zr и SiO_2 приводит к образованию новой цирконовой фазы в виде светлой каймы во внешней зоне кристалла [Geisler et al., 2007; Каулина и др., 2011].

Эта цирконовая кайма (**4**) не содержит микровключений и примесных элементов (*анализ 18–3*, см. табл. 2, рис. 4 а). В его составе содержатся лишь формульные компоненты: SiO_2 (30–32.37%), ZrO_2 (67.63–70%).

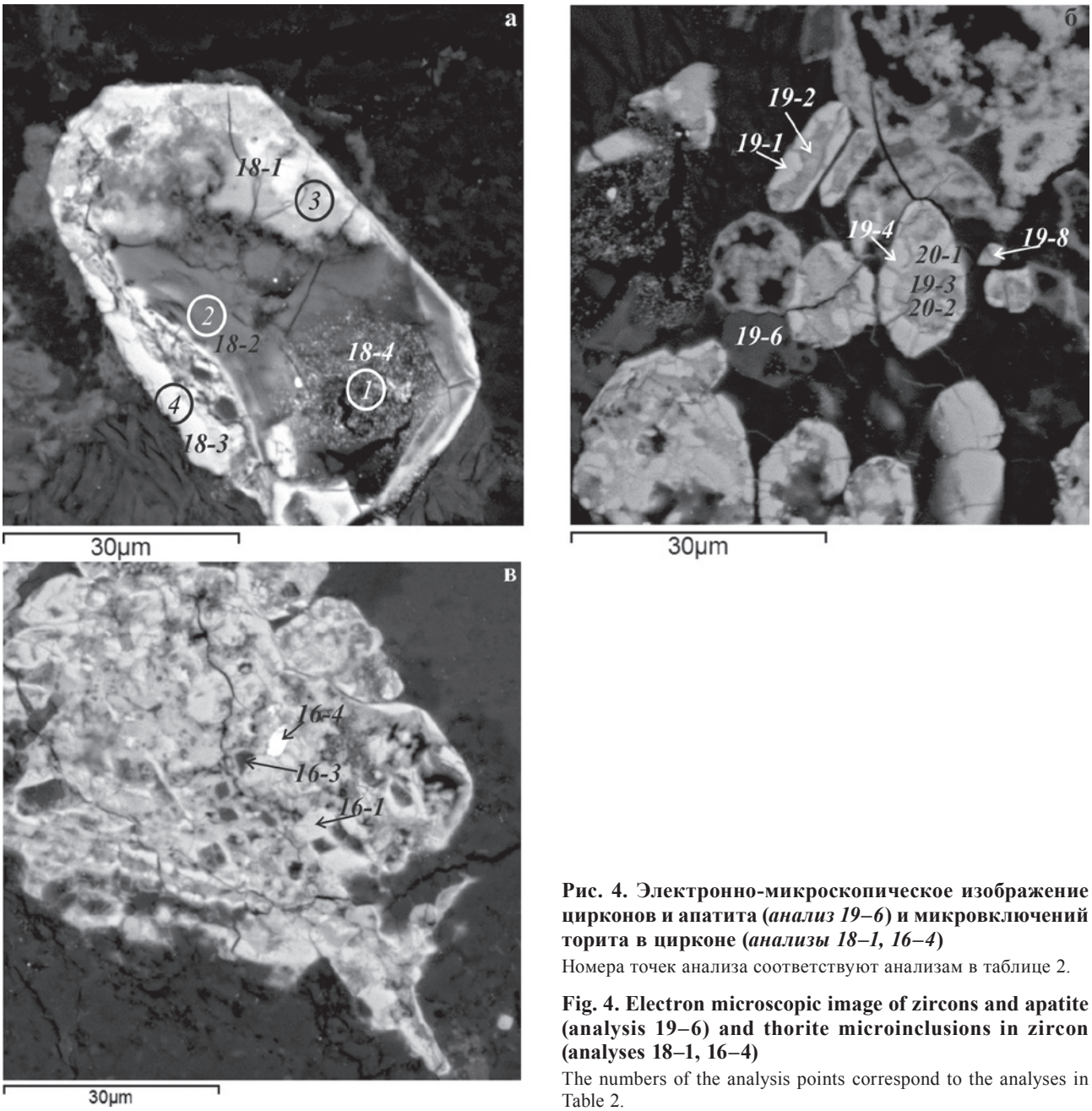

Рис. 4. Электронно-микроскопическое изображение цирконов и апатита (*анализ 19–6*) и микровключений торита в цирконе (*анализы 18–1, 16–4*)

Номера точек анализа соответствуют анализам в таблице 2.

Fig. 4. Electron microscopic image of zircons and apatite (analysis 19–6) and thorite microinclusions in zircon (analyses 18–1, 16–4)

The numbers of the analysis points correspond to the analyses in Table 2.

Циркон-2 (ан. 19 и 20, рис. 4 б) состоит из светло-серой краевой зоны и темно-серой внутренней зоны. В отличие от зерен циркона-1 содержание ThO_2 во внутренней зоне низкое и варьирует в узких пределах от 11.52 до 14.62% (*анализы 19–2, 19–3*, см. табл. 2), что, вероятно, связано с присутствием на данном участке зерна субмикроскопических включений торита. В небольшом количестве накапливается Hf и наблюдается его равномерное распределение (1.93–2.35%) (*анализы 19–3, 19–4 и 20–1*, см. рис. 4 б). Несколько повышенное содержание HfO_2 в краевой зоне циркона характерно для поздне и постмагматических процессов и связано с повышением кислотности среды минералообразования [Балашов, Скублов, 2011]. Значения индикаторных отношений Zr/Hf в данном зерне в пределах 23–34, что близко цирконам гранитоидного типа.

В зернах *циркона-3* (*анализы 14 и 16*, рис. 4 в) наблюдается исчезновение первичной структуры (полное разъедание граней циркона) с пористым строением и наличием микровключений — торита, состав которого приведен выше. Такие характерные формы зерен циркона связаны с поздне- и постмагматическими процессами растворения [Аранович и др., 2017; Шарков и др., 2015].

Таким образом, по морфологии зерен и по химизму выделяется три типа циркона, отличающихся не только по содержанию примесных элементов, но и воздействием на них водного флюида. В зависимости от интенсивности гидротермального процесса морфология зерен циркона меняется от призматических кристаллов до бесформенных зерен.

Циркон в присутствии водных флюидов и флюидов, обогащенных CO_2 [Каулина и др., 2011] подвергается растворению и замещению новой цирконовой фазой.

Процессы перекристаллизации и изменения первичного циркона всегда происходят в присутствии водных флюидов в основном на заключительной стадии низкотемпературной флюидной переработки [Geisler at al., 2007; Каулина, 2010].

По результатам изучения цирконов из пород Au-порфирового месторождения Большой Каран установлено что, данный минерал подвержен воздействию кислых Mg-Na водно-хлоридных флюидов [Знаменский и др., 2020], что характеризуется присутствием неформульных для циркона элементов (Ca, Al и Fe). Вдоль трещин при контакте циркона с кислыми магматогенными флюидами, содержащими низкоплотный метан и хлор [Знаменский и др., 2020], образуются измененные участки с образованием пор и микровключений. Из измененных участков циркона происходит вынос Zr и Si во флюид [Geisler et al., 2007, Каулина, 2010]. Образование новых цирконовых фаз без примесей происходит при более низких температурах [Geisler et al., 2007].

Детальное изучение зерен циркона показало, что микровключения в них представлены только торитом.

Апатит. Выделения апатита размерами (mm): 3×3; 80×60; 90×70; нередко — менее 10 mm, редко в срезах имеют гексогональную форму, иногда овальную с реликтами одной-двух граней кристаллов. В некоторых случаях граница кристаллов имеет корродированный характер. Обычно зерна апатита располагаются в более крупных кристаллах плагиоклаза или в краевой зоне последних.

По особенностям химизма выделяются две группы апатитов (в мас. %, табл. 4): первая — с выдержанными умеренно высокими концентрациями F (2.47–2.61) и повышенными количествами Cl (1.24–1.56); вторая — с пониженными количествами

Таблица 3. Химический состав микровключений торита в зернах циркона, мас. %
Table 3. Chemical composition of thorite microinclusions in zircon grains, wt. %

Элементы/анализ	SiO_2	Al_2O_3	FeO	CaO	ZrO_2	Ce_2O_3	ThO_2	UO_2	La_2O_3	V_2O_3
14–1	18.42	-	-	4.05	19.85	4.21	46.67	6.80	-	-
16–4	17.87	1.40	2.27	3.40	16.28	7.69	41.43	4.83	2.18	2.62
17–2	24.09	2.40	1.42	3.65	44.77	1.63	22.05	-	-	-
18–1	23.87	2.29	0.94	2.91	40.29	2.47	23.12	4.10	-	-
Кристаллохимические формулы (O=4)										
14–1 $(Th_{0.46}Zr_{0.42}Ca_{0.19}U_{0.06}Ce_{0.03})_{1.16}\ Si_{0.81}O_4$ 16–4 $(Th_{0.45}Zr_{0.38}Ca_{0.18}Ce_{0.07}U_{0.05}V_{0.05}La_{0.02})_{1.20}\ Si_{0.86}O_4$ 17–2 $(Zr_{0.76}Th_{0.17}Ca_{0.14}Fe_{0.04}Ce_{0.01})_{1.12}\ (Si_{0.83}Al_{0.05})O_4$ 18–1 $(Zr_{0.71}Th_{0.19}Ca_{0.11}U_{0.03}Fe_{0.03}Ce_{0.02})_{1.09}\ (Si_{0.86}Al_{0.5})_{1.36}O_4$										

Cl (0.28–0.63). Лишь одна точка во второй группе обнаруживает повышенные F (3.04) и P (19.1–19.31).

По сравнению с аналогичными диоритами Вознесенского медно-порфирового месторождения [Холоднов и др., 2016], рассматриваемые диориты золото-порфирового месторождения Большой Каран, обнаруживает повышенные концентрации Cl, что, видимо, способствует активной экстракции и переносу хлороносными флюидами золота и его концентрации в зоне рудоотложения. Необходимо, в то же время отметить, что апатиты золото-медно-порфировых рудно-магматических систем часто обнаруживают и повышенные содержания сульфатной серы $(SO_4)^{-2}$, изоморфной в структуре апатита с анионом $(PO_4)^{-3}$. Одновременное наличие повышенных концентраций хлора и серы в апатитах таких рудно-магматических систем свидетельствует о сложном хлорид-сульфатном составе рудообразующих флюидов. Последние, как показывают экспериментальные исследования при спаде давления испытывают гетерогенизацию, с образованием гетерофазных хлоридных и карбонатно-сульфатных флюидных фаз. Первые из них преимущественно концентрируют Cu, Fe, Mo, а вторые Au.

Титанит ($CaTiOSiO_4$). Особенно часто встречается в интрузивных породах, в частности в роговообманковых диоритах. Установленный нами химический состав (в мас. %): CaO (25.87–29.85), TiO_2 (30.82–37.17), SiO_2 (30.28–33.63), примеси FeO (2.41), Al_2O_3 (1.9–5.5), K_2O (0.86), MgO (0.94) (табл. 5).

Вторая группа гидротермально-метасоматической стадии представлена эпидотом, хлоритом, пренитом, мусковит-алюмоселадонитом, кальцитом, кварцем. Эти минералы детально охарактеризованы в работе [Косарев и др., 2021], а в данной статье мы приводим таблицы (табл. 6–8) химических составов некоторых вторичных минералов и новые данные по хлоритам и мусковит-алюмоселадонитам.

Хлорит. По данным микрозондового анализа определены три разновидности хлорита: рипидолит, пикнохлорит, диабантит, образовавшиеся в интервале температур 346–185°C. Детальная характеристика хлоритов содержится в работе [Шафигуллина и др., 2020]. Состав хлоритов околорудных метасоматитов иллюстрируется кристаллохимической формулой: $(Mg_{2.61}Fe_{2.13}Mn_{0.04}Al_{1.22})_6(Si_{2.83}Al_{1.17})_4O_{10}OH_8$ (табл. 7).

Мусковит, серицит, алюмоселадонит замещают полевые шпаты и, в частности, плагиоклаз. Преобладают мелкочешуйчатые разновидности, диагностируемые как серицит, и средне-крупночешуйчатые разновидности (мусковит), изученные на микрозонде. Согласно номенклатуре IMA [Rieder et al., 1998], крупночешуйчатая слюда относится к диоктаэдрическим слюдам ряда мусковит-алюмоселадонит, с низким содержанием алюминия в тетраэдрической позиции (^{IV}Al=0.03–0.25

Таблица 4. Химический состав апатита в диоритах месторождения Большой Каран, мас. %
Table 4. Chemical composition of apatite of diorites of the Bolshoy Karan, wt %

№ анализа	F	Cl	P	Ca	Fe	Mn
Спектр 1	2.51	1.52	18.93	41.09	0.34	0.15
Спектр 2	2.47	1.56	18.9	40.86	0.44	0.13
Спектр 3	3.04	0.30	19.31	41.83	0.17	-
Спектр 4	2.47	0.28	18.37	38.36	0.25	-
Спектр 5	2.58	0.63	19.10	41.25	0.68	-
Спектр 7	2.55	1.30	18.80	40.77	0.30	-
Спектр 8	2.61	1.24	18.86	40.82	0.33	0.17

Таблица 5. Химический состав титанита (1–3) и ильменита (4), мас. %
Table 5. Chemical composition of titanite (1–3) and ilmenite (4), wt %

№№	Элементы /анализ	CaO	TiO_2	SiO_2	FeO	Al_2O_3	MnO	K_2O	MgO
1	16–7	25.87	30.82	33.63	2.41	5.47	-	0.86	0.94
2	17–1	28.82	38.14	30.28	-	2.76	-	-	-
3	24–1	29.85	37.17	31.07	-	1.9	-	-	-
4	24–4	-	53.11	-	40.18	-	6.71	-	-

Таблица 6. Химический состав эпидота и пренита (мас. %)
Table 6. Chemical composition of epidote and prenite (wt. %)

№ образца /Элементы	23–16/2							24–16/2		
Минерал	эпидот				пренит	эпидот				
Спектр	13_2	14_4	15_3	19_2	2_27_2	2_27_7	2_58_3	21_3	25_4	26_5
SiO_2	38.61	37.77	39.67	39.86	45.36	40.13	39.94	43.49	48.05	47.40
Al_2O_3	25.47	26.24	25.91	25.56	25.49	26.34	24.14	29.91	25.32	27.03
Fe_2O_3	11.52	9.73	9.36	10.25	-	9.09	10.22	4.45	-	2.98
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.93
CaO	24.39	25.26	25.06	25.33	29.15	24.44	24.70	22.14	25.68	19.59
Кристаллохимические коэффициенты										
Si	3.11	3.11	3.17	3.13	3.26	3.19	3.20	3.35	3.71	3.66
Al	2.42	2.48	2.44	2.42	2.16	2.47	2.37	2.72	2.30	2.46
Fe^{3+}	0.70	0.59	0.56	0.62	0.00	0.54	0.62	0.26	-	0.17
Ca	2.10	2.17	2.15	2.18	2.24	2.08	2.12	1.83	2.12	1.62

Примечание: Расчет произведен на 13 атомов O для эпидота и на 12 атомов O для пренита.
Note: The calculation was made for 13 O atoms for epidote and 12 O atoms for prenite.

a.p.f.u) и заполнением октаэдрических позиций двухвалентными катионами Fe и Mg. Для алюмоселадонита характерны следующие кристаллохимические характеристики: $^{VI}R^{2+}/(^{VI}R^{2+}+^{VI}R^{3+})$ =0.15–0.26 *a.p.f.u*, $^{VI}Al/(^{VI}Al+^{VI}Fe^{3+})$ =1, коэффициент глиноземистости *l* от 0.34–0.38 и железистости *f* варьирует 0.15–0.36. Примесь ванадия составляет 0.9 мас. % (табл. 8).

Большинство слюд концентрируется в центральной части зерен полевых шпатов. Возможно, этот факт свидетельствует о более высоких первичных концентрациях калия в центральных частях кристаллов плагиоклаза.

Минералы гидротермально-метасоматической группы, включающие хлорит, мусковит, серицит, кварц вторичного характера, альбит, карбонат и пренит, развиваются неравномерно, фиксируя ореолы рудной сульфидной минерализации, в которых вторичные преобразования имеют аллохимический характер.

Рудные минералы представлены *пиритом, халькопиритом и галенитом.* ***Пирит*** по данным

Таблица 7. Химический состав (мас.%) и кристаллохимические формулы хлоритов месторождения Большой Каран
Table 7. Chemical composition (wt.%) and crystal chemical formulas of chlorites of the Bolshoy Karan deposit

№ образца /Элементы	23–16/2			24–16/2			
Спектр	16–4	19–3	19–5	21–1	22–4	23–1	26–4
Разновидности	П	Р	П	П	П	П	Д
SiO_2	30.76	30.24	31.91	31.31	31.41	31.58	33.66
Al_2O_3	21.99	23.78	21.48	21.35	20.11	21.16	20.62
FeO	27.67	24.93	25.69	31.80	32.55	34.05	33.62
MnO	0.54	-	-	1.13	-	-	-
MgO	19.02	21.04	20.91	14.41	15.93	13.20	12.11
Сумма	100	100	100	100	100	100	100
	Кристаллохимические формулы						
16–4	$(Mg_{2.61}Fe_{2.13}Mn_{0.04}Al_{1.22})_6(Si_{2.83}Al_{1.17})_4O_{10}OH_8$						
19–3	$(Mg_{2.84}Fe_{1.89}Al_{1.27})_6(Si_{2.74}Al_{1.26})_4O_{10}OH_8$						
19–5	$(Mg_{2.84}Fe_{1.95}Al_{1.21})_{5.99}(Si_{2.90}Al_{1.1})_4O_{10}OH_8$						
21–1	$(Mg_{2.03}Fe_{2.52}Mn_{0.09}Al_{1.36})_6(Si_{2.97}Al_{1.03})_4O_{10}OH_8$						
22–4	$(Mg_{2.24}Fe_{2.56}Al_{1.2})_6(Si_{2.97}Al_{1.03})_4O_{10}OH_8$						
23–1	$(Mg_{1.88}Fe_{2.72}Al_{1.40})_6(Si_{3.02}Al_{0.98})_4O_{10}OH_8$						
26–4	$(Mg_{1.73}Fe_{2.7}Al_{1.57})_6(Si_{3.23}Al_{0.77})_4O_{10}OH_8$						

Примечание. Разновидности хлорита: П — пикнохлорит. Р — рипидолит. Д — Диабантит. Прочерк — не обнаружено.

микрозондового анализа (мас. %): Fe — 37.77–46.82, S — 52.54–54.66 (табл. 9).

При микрозондовых исследованиях пиритов из диоритов были обнаружены и изучены микровключения разного состава (рис. 5). В пирите (проба 23–16/2) обнаружены сульфиды (сфалерит, галенит, халькопирит, тетрадимит), касситерит, колорадоит и самородное серебро [Косарев и др., 2021]. Состав минеральных включений в пирите (проба 24–16/2): галенит и касситерит (табл. 10). Размер зерен сульфидов не превышает 10 мкм: халькопирит образует выделения размером 5–10 мкм, сфалерит — 3–5 мкм, галенит — 3–7 мкм.

Таблица 8. Химический состав слюды (образец 23–16/2)
Table 8. Chemical composition of mica (sample 23–16/2)

Спектры	15–4	24–3	24–4	27–5
SiO_2	53.11	51.85	50.87	54.28
Al_2O_3	31.21	28.50	28.81	27.38
FeO	1.07	4.53	4.76	2.92
MgO	3.41	4.49	4.70	3.46
V_2O_5	-	0.94	0.84	-
CaO	-	-	0.73	-
Na_2O	-	-	-	-
K_2O	11.20	9.69	9.29	11.96
Сумма	100.00	99.06	99.16	100.00
Количество ионов в *a.p.f.u*				
Si	3.86	3.83	3.75	3.97
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.67	2.48	2.50	2.36
^{IV}Al	0.14	0.17	0.25	0.03
^{VI}Al	2.53	2.31	2.26	2.33
$^{VI}Fe^{3+}$	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{2+}	0.07	0.28	0.29	0.18
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.37	0.49	0.52	0.38
Ca	0	0	0.06	0
K	1.04	0.91	0.87	1.12
OH	2.00	2.00	2.00	2.00
Кристаллохимические характеристики				
X (Mg)	0.85	0.64	0.64	0.68
$^{VI}Al/(^{VI}Al+^{VI}Fe^{3+})$	1	1	1	1
$^{VI}R^{2+}/(^{VI}R^{2+}+^{VI}R^{3+})$	0.15	0.25	0.26	0.19
f	0.15	0.36	0.36	0.32
l	0.38	0.35	0.35	0.34

Примечание. X (Mg) =Mg/ (Mg+Fe) — магнезиальность. Отношение $^{VI}R^{2+}/(^{VI}R^{2+}+^{VI}R^{3+})$, где $^{VI}R^{2+}$ — двухвалентные катионы (Mg, Fe^{2+}), $^{VI}R^{3+}$ — трехвалентные катионы (^{VI}Al, Fe^{3+}) в октаэдрической позиции. *F* — коэффициент железистости (*f*=100*Al/ (Al+Si+Fe+Mg)); *l*– коэффициент глиноземистости (*l*=100*Fe/ (Fe+Mg)).
Note. X (Mg) =Mg/ (Mg+Fe) — magnesia. The ratio $^{VI}R^{2+}/(^{VI}R^{2+}+^{VI}R^{3+})$, where $^{VI}R^{2+}$ — two-valent cations (Mg, Fe^{2+}), $^{VI}R^{3+}$ — three-valent cations (^{VI}Al, Fe^{3+}) in the octahedral position. *f* — the coefficient of ferruginousness (*f*=100*Al/ (Al+Si+Fe+Mg)); *l* — the coefficient of alumina (*l*=100*Fe/ (Fe+Mg)).

Обсуждение материалов и основные выводы

На начальной стадии формирования Магнитогорской островодужной системы образовались месторождения Cu-Au-порфирового типа генетически связанные с гранитоидами, диоритами-габбро-диоритами надсубдукционного типа, возраст которых определен возрастным интервалом в 410–418 млн. лет [Грабежев, Ронкин, 2011, Косарев и др., 2014; Краснобаев, Вализер, 2018].

В пределах Вознесенско-Присакмарской зоны широким распространением пользуются габбро и габбро-диориты, часто ассоциирующиеся с диоритами и более кислыми породами. На диаграмме Nb/Yb — Th/Yb [Pearce, 2008, Ферштатер, 2013]

Таблица 9. Химический состав пирита (мас. %) (проба 23–16/2)
Table 9. Chemical composition of pyrite (wt. %) (sample 23–16/2)

	S	Fe	Формула
12–2	53.88	46.12	$Fe_{0.99}S_{2.00}$
22–2	54.15	45.85	$Fe_{0.98}S_{2.00}$
23–2	54.66	45.34	$Fe_{0.97}S_{2.00}$
53–6	54.44	45.55	$Fe_{0.97}S_{2.00}$
2-6-2	53.18	46.82	$Fe_{1.01}S_{2.00}$
2-16-4	52.54	47.46	$Fe_{1.03}S_{2.00}$

Таблица 10. Состав минеральных включений в пирите (проба 24–16/2)
Table 10. Composition of mineral inclusions in pyrite (sample 24–16/2)

At. %	Галенит	Касситерит
S	44.01	-
Fe	15.10	1.56
Pb	12.06	-
O	28.80	82.5
Mg	-	1.89
Si	-	2.19
Sn	-	9.77

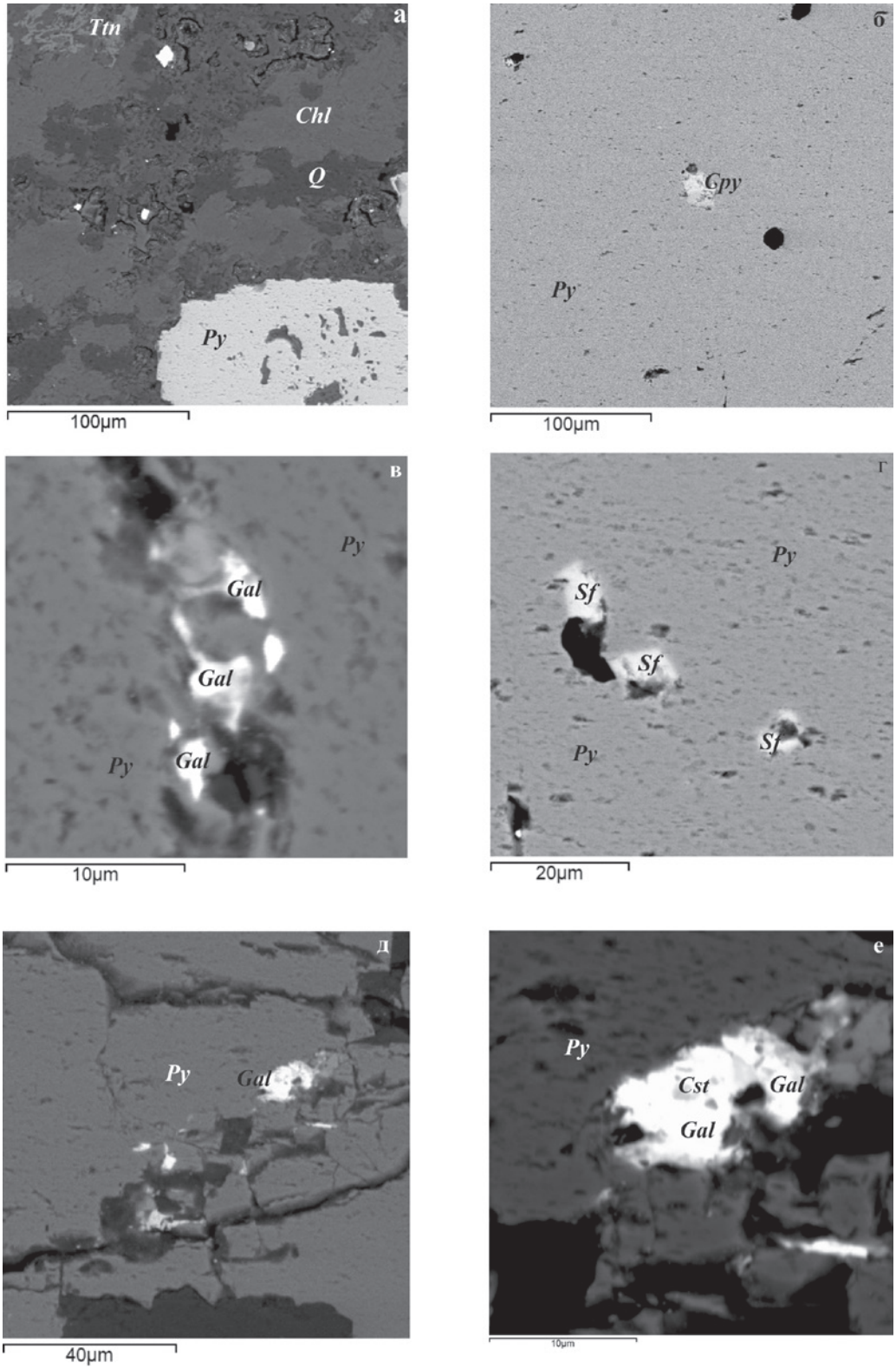

Рис. 5. Электронно-микроскопическое изображение пирита и микровключений халькопирита (Cpy), галенита (Gal), сфалерита (Sf), касситерит (Cst) в пирите.

Fig. 5. Electron microscopic image of pyrite and microinclusions of chalcopyrite (Cpy), galena (Gal), sphalerite (Sf), cassiterite (Cst) in pyrite.

габброиды разных участков различаются между собой и соответствуют различным геодинамическим обстановкам. Габбро Нуралинского участка располагаются в поле I' вблизи стандарта NMORB, что свидетельствует о формировании этой группы габброидов на коре океанического типа и выплавлении исходных магм из деплетированного мантийного субстрата.

Габбро высокотитанистое Карагайкульского участка (C_1-P?), поле I' и II", исходные магмы выплавлялись как из деплетированного, так и из обогащенного мантийных источников (№ 4, рис. 2 г).

Габброиды Миндякского участка по [Салихов, Беликова, 2007]. Большинство фигуративных точек соответствует надсубдукционным, островодужным составам (поле III), близким к бонинито-базальтам баймак-бурибаевской свиты [Косарев и др., 2018б], с корой океанического или островодужного типа небольшой мощности [Берлянд, 2007].

Габбро и габбро-диориты Карагайкульского, Вознесенского и Большекаранского участков, с цирконовым и Sm-Nd возрастами 412–418 млн. лет [Грабежев, Ронкин, 2011; Косарев и др., 2014], располагаются в поле IV, соответствующем регионам с мощной корой островодужного и переходного к континентальному, типа. Подобная кора известна в Восточно-Уральском поднятии в районе южного фланга Челябинского гранитного массива, где расположено Томинское Cu-Au-порфировое месторождение [Грабежев, Ронкин, 2011].

На диаграмму Nb/Yb-Th/Yb [Pearce, 2008, Ферштатер, 2013] кроме габбро и габбро-диоритов вынесены несколько фигуративных точек диоритов с концентрациями SiO_2 56–61 мас. %, которые образуют компактное поле габбро-габбро-диорит-диорит-кварцевый диорит, в котором находится и габбро-диорит Карагайкульского участка, по которому проведено определение Sm-Nd возраста, составляющего 418 млн. лет [Косарев и др., 2014]. Эти данные позволяют предполагать геохимическое и изотопное единство этой интрузивной системы, которая формировалась в раннем девоне в лохков-прагиенское время.

Выводы

1. Большекаранская рудномагматическая система формировалась в зоне с повышенной мощностью земной коры, которая характерна для зрелых островных дуг и континентальных окраин. Это положение аргументируется геологическими и геохимическими материалами, приведенными на рис. 2, в частности, величинами отношений Nb/Yb — Th/Yb.

2. Геохимические материалы по диоритам золото-порфирового месторождения Большой Каран (рис. 2 б) подтверждает вывод С. Е. Знаменского [2021] о принадлежности пострудных гранодиоритов и плагиогранитов Вознесенско-Большекаранского интрузивного габбро-диорит-гранодиоритового комплекса, вмещающего Большекаранское золото-порфировое месторождение к адакитоподобной геохимической серии. Отличия от современных и кайнотипных адакитовых серий [Колосков и др., 2018] связаны с широким диапазоном геодинамических условий формирования адакитоподобных магматитов, а также с вторичными гидротермально-метасоматическими преобразованиями рудовмещающих большекаранских диоритов, что хорошо видно по аналитическим материалам (табл. 1, рис. 2), в частности по уровню концентраций ТРЗЭ и величины Sr/Y.

3. В диоритах рудного поля Большой Каран установлены две группы апатитов: первая (в мас. %) с умеренно высокими концентрациями F (2.47–2.61) и повышенными количествами Cl (1.24–1.56); вторая — с пониженными количествами Cl (0.28–0.63).

По сравнению с диоритами Вознесенского Cu-порфирового месторождения [Холоднов, 2016], апатиты из диоритов Большого Карана обнаруживают повышенные концентрации F и Cl, что определяет особенности флюидов и металлогенетическую специализацию Большекаранских диоритов на Au.

Список литературы:

Аранович Л. Я., Бортников Н. С., Зингер Т. Ф., Борисовский С. Е., Матреничев В. А., Перцев А. Н., Шарков Е. В., Сколотнев С. Г. Морфология и элементы-примеси циркона из океанической литосферы осевой зоны Срединно-Атлантического хребта (6° — 13° с.ш.): Свидетельства особенностей магматической кристаллизации и постмагматических преобразований // Петрология. — 2017. — Т. 25 № 4. — С. 335–361. Doi: 10.7868/S0869590317040021

Балашов Ю. А., Скублов С. Г. Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов // Геохимия. — 2011. — № 6. — С. 622–633.

Берлянд Н. Г. Глубинное строение литосферы Урала. — СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. — 256 с.

Богатиков О. А., Коваленко В. И., Шарков Е. В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и в пространстве. — М.: Наука, 2010. — 606 с.

Грабежев А. И., Ронкин Ю. Л. U — Pb возраст цирконов из рудоносных гранитоидов медно-порфировых

месторождений Южного Урала // Литосфера. — 2011. — № 3. — С. 104–116.

Знаменский С. Е. Петролого-геохимические характеристики пород Вознесенского интрузивного массива (Южный Урал): к вопросу о составе и источниках магм, продуцирующих золото- и медно-порфировое оруденение // Литосфера. — 2021. — Т. 21, № 3. — С. 365–385. Doi: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-365-385

Знаменский С. Е., Анкушева Н. Н., Артемьев Д. А. Условия образования, состав и источники рудообразующих флюидов золото-порфирового месторождения Большой Каран (Южный Урал) // Литосфера. — 2020. — Т. 20, № 3. — С. 397–410. Doi: 10.24930/1681-9004-2020-20-3-397-410

Знаменский С. Е., Косарев А. М., Знаменская Н. М., Тимофеев С. П., Шафигуллина Г. Т. Структурный контроль и геохимия рудоносных даек золото-порфирового месторождения Большой Каран (Южный Урал) // Геология. Известия Отделения о Земле и природных ресурсов АН РБ. — 2017. — № 24. — С. 39–46.

Каулина Т. В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты, 2010. — 144 с.

Каулина Т. В., Синай М. Ю., Савченко Е. Э. Метасоматические замещения и изотопные соотношения в кристаллах циркона и кристаллогенетические модели // Записки РМО. — 2011. — Ч. CXXXX. — № 1. — С. 36–48.

Колосков А. В., Коваленко Д. В., Ананьев В. В. Адакитовый вулканизм на континентальной окраине и его проблематика. Часть I. Адакиты верховьев р. Валоваям — новые возрастные и вещественные характеристики, петрохимическая модель // Тихоокеанская геология. — 2018. — Т. 37. — № 4. — С. 3–27. Doi: 10.30911/0207-2018-37-4-3-27

Косарев А. М., Пучков В. Н., Ронкин Ю. Л., Серавкин И. Б., Холоднов В. В, Грабежев А. И. Новые данные о возрасте и геодинамической позиции медно-порфировых проявлений Главного Уральского разлома на Южном Урале // Доклады Академии наук. — 2014. — Т. 459. — № 1. — С. 62–66.

Косарев А. М., Знаменский С. Е., Серавкин И. Б. Эдафогенный литогенез в Вознесенско-Присакмарской зоне палеоостроводужной Магнитогорской мегазоны на Южном Урале // VII Чтения памяти член-корр. РАН С. Н. Иванова Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 70-летию основания Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018а. — С. 106–108.

Косарев А. М., Светов С. А., Чаженгина С. Ю., Шафигуллина Г. Т. Бонинитовые вариолиты Бурибайского вулканического комплекса Южного Урала: минералогия, геохимия и условия образования // Литосфера. — 2018б. — Т. 18, № 2. — С. 246–279. Doi: https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-2-246-279

Косарев А. М., Шафигуллина Г. Т., Знаменский С. Е., Светов С. А., Чаженгина С. Ю. Рудоносные интрузивные диориты золото-порфирового месторождения Большой Каран: петрография, геохимия, минералогия // Геологический вестник. — 2021. — № 3. — С. 19–27. Doi: 10.31084/2619–0087/2021-3-3

Краснобаев А. А., Вализер П. М. Цирконы и цирконовая геохронология габбро Нуралинского массива (Южный Урал) // Литосфера. — 2018. — Т. 18, № 4. — С. 574–584.

Кривцов А. И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. — М.: Недра, 1983. — 255 с.

Ляхович В. В. «Цирконовый метод»: достоинства и недостатки. Статья II // Вестник Воронеж. — Ун-та, 2000. — Серия Геология. — Вып. 9. — С. 124–127.

Мачевариани М. М. Типоморфные особенности циркона гранитоидов Верхнеурлийского массива (Приамурье) / Автореферат на соискание уч. степени канд. геол.-минер. — Наук. Санкт-Петербург, 2015. — 28 с.

Салихов Д. Н., Беликова Г. И. Габброиды зоны меланжа Главного Уральского разлома // Геологический сборник. — 2007. — № 6. — С. 106–125.

Ферштатер Г. Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. — Екатеринбург: УрО РАН, 2013. — 365 с.

Ферштатер Г. Б, Беа Ф. Геохимическая типизация Уральских офиолитов // Геохимия. — 1996. — № 3. — С. 195–218.

Ферштатер Г. Б., Холоднов В. В., Кременецкий А. А., Краснобаев А. А., Бородина Н. С., Зинькова Е. А., Прибавкин С. В. Золотоносные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные массивы Урала: возраст, геохимия, особенности магматической и рудной эволюции // Геология рудных месторождений. — 2010. — Т. 52, № 1. — С. 65–84.

Холоднов В. В., Серавкин И. Б., Косарев А. М., Коновалов Е. В., Шагалов Е. С. Распределение галогенов и серы в апатитах медно-порфировых месторождений Южного Урала (новые данные) // Минералогия. — 2016. — № 1. — С. 54–65.

Шарков Е. В., Беляцкий Б. В., Богина М. М., Чистяков А. В., Щипцов В. В., Антонов А. В., Лепехина Е. Н. Кристаллогенезис и возраст циркона из щелочных и основных пород Елетьозерского магматического комплекса, Северная Карелия // Петрология. — 2015. — Т. 23, № 3. — С. 285–307.

Шафигуллина Г. Т., Знаменский С. Е., Косарев А. М. Условия образования золото-порфирового оруденения месторождения Большой Каран (Южный Урал) по данным хлоритовой геотермометрии // Геологический вестник. — 2020. — № 2. — С. 45–53. Doi: 10.31084/2619–0087/2020-2-4

Corfu F., Hanchar J. M., Hoskin P. W. O., Kinny P. Atlas of zircon textures. In: Hanchar J. M., Hoskin P. W. O (eds) Zircon // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. Vol. 53. P. 469–500. Doi: 10.2113/0530469

Defant M. J., Drummond M. S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere //Nature. 1990. Vol. 347. P. 662–665. Doi:10.1038/347662A0

Gaggero L., Spadea P., Cortesogno L., Savelieva G. N., Pertsev A. N. Geochemical investigation of the igneous rocks from the Nurali ophiolite mèlange zone, Southern Urals // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. P. 139–161. Doi: 10.1016/S0040–1951 (97) 00054–1

Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts // Elements. 2007. No 3. P. 43–50.

Pearce J. A. Geohemical fingerprinting of oceanic basalts applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos, 2008. — Vol. 100. — P. 14–48.

Pertsev A. N., Spadea P., Savelieva G. N., Gaggero L. Nature of the transition in the Nurali ophiolite, Southern Urals // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. P. 163–180.

Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Y., Frank-Kamenetskii V. A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval' P. V., Müller G., Neiva A. M. R., Radoslovich E. W., Robert J.-L., Sassi F. P., Takeda H., Weiss Z., Wones D. R. Nomenclature of the micas // The Canadian Mineralogist. 1998. Vol. 36. P. 41–48.

Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc–arc Complex // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present// Geophysical Monograph. 2002. Vol. 132. P. 101–134.

References:

Aranovich L. Y., Bortnikov N. S., Borisovskiy S. E., Pertsev A. N., Sharkov E. V., Zinger T. F., Skolotnev S. G., Matrenichev V. A. Morfologiya i elementy-primesi tsirkona iz okeanicheskoi litosfery osevoi zony Sredinno-Atlanticheskogo khrebta (6° — 13° s.sh.): Svidetel'stva osobennostei magmaticheskoi kristallizatsii i postmagmaticheskikh preobrazovanii [Morphology and impurity elements of zircon in the oceanic lithosphere at the Mid-Atlantic ridge axial zone (6° — 13° N): Evidence of specifics of magmatic crystallization and postmagmatic transformations] // Petrology, 2017. 25 (4). P. 339–364. Doi: 10.7868/S0869590317040021 (In Russian).

Balashov Y. A., Skublov S. G. Kontrastnost' geokhimii magmaticheskikh i vtorichnykh tsirkonov [Kontrastig geochemistry of magmatic and secondary zircons] // Geochemistry, 2011. 49 (6). P. 594–604. Doi: 10.1134/S0016702911040033 (In Russian).

Berlyand N. G. Glubinnoe stroenie i evolyutsiya litosfery Urala [Deep structure and evolution of the lithosphere of the Urals] // Saint-Petersburg, VSEGEI Publ., 2007. 256 p. (In Russian).

Bogatikov O. A., Kovalenko V. I., Sharkov E. V. Magmatizm, tektonika, geodinamika Zemli [Magmatism, Tectonics, Geodynamics of Earth. Time and Space Relationship]. Nauka, Moscow, 2010. 606 p. (In Russian)

Fershtater G. B. Paleozoiskii intruzivnyi magmatizm Srednego i Yuzhnogo Urala [Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and South Urals]. Ekaterinburg, RIO UrO RAN, 2013. 368 p. (In Russian)

Fershtater G. B, Bea F. Geokhimicheskaya tipizatsiya Ural'skikh ofiolitov [Geochemical typification of Ural ophiolites] // Geochemistry, 1996. №3. P. 195–218.

Fershtater G. B., Kholodnov V. V., Kremenetskii A. A., Krasnobaev A. A., Borodina N. S., Zinkova E. A., Pribavkin S. V. Zolotonosnye gabbro-tonalit-granodiorit-granitnye massivy Urala: vozrast, geokhimiya, osobennosti magmaticheskoi i rudnoi evolyutsii [Au-bearing gabbro-tonalite-granodiorite-granite plutons of the Urals: age, geochemistry, and magmatic and ore evolution] // Geology of Ore Deposits, 2010. 52 (1). P. 58–76. (In Russian)

Grabezhev A. I., Ronkin Yu. L. U — Pb vozrast tsirkonov iz rudonosnykh granitoidov medno — porfirovykh mestorozhdenii Yuzhnogo Urala [U-Pb age of zircons from ore-bearing granitoids of copper-porphyry deposits in the Southern Urals] // Litosfera, 2011. (3). P. 104–116 (In Russian)

Kaulina T. V. Obrazovanie i perobrazovanie tsirkona v polimetamorficheskikh kompleksakh [Formation and recrystallization of zircons in metamorphic complexes]. Apatite, 2011. 144 p. (In Russian)

Kaulina, T. V. Sinai M. Y., Savchenko E. E. Metasomaticheskie zameshcheniya i izotopnye sootnosheniya v kristallakh tsirkona i kristallogeneticheskie modeli [Metasomatic replacements and isotope relationships in zircon crystals and crystallogenetic models] // Zapiski RMO — Proceedings of the Russian Mineralogical Society, 2011. №1. P. 36–48. (In Russian)

Kholodnov V. V., Seravkin I. B., Kosarev A. M., Konovalova E. V., Shagalov E. S. Raspredelenie galogenov i sery v apatitakh medno-porfirovykh mestorozhdenii Yuzhnogo Urala (novye dannye) [Distribution of halogens and sulfur in apatites from porphyry copper deposits of the South Urals: new data] // Mineralogy, 2016. №1. P. 54–65. (In Russian)

Koloskov A. V., Kovalenko D. V., Ananiev V. V. Adakitovyi vulkanizm na kontinental'noi okraine i ego problematika. Chast' I. Adakity verkhov'ev r. Valovayam — novye vozrastnye i veshchestvennye kharakteristiki, petrokhimicheskaya model' [Adakite volcanism at the continental margin and associated problems. Part 1. Adakites from the upper reaches of the Valovayam River. New age and material characteristics, petrological modeling] // Russian Journal of Pacific Geology, 2018. 37 (4). P. 3–27. Doi: 10.30911/0207-2018-37-4-3-27 (In Russian)

Kosarev A. M., Puchkov V. N., Ronkin YU.L., Seravkin I. B., KHolodnov V. V, Grabezhev A. I.. Novye dannye o vozraste i geodinamicheskoy pozitsii medno-porfirovykh proyavleniy Glapvnogo Ural'skogo razloma na YUzhnom Urale [New data on the age and geodynamic position of copper-porphyry mineralization in the Main Uralian fault zone (South Urals)] // Doklady Akademii nauk, 2014. 459 (1). P. 62–66. (In Russian)

Kosarev A. M., Znamensky S. E., Seravkin I. B. Edafogennyi litogenez v Voznesensko-Prisakmarskoi zone paleoostrovoduzhnoi Magnitogorskoi megazony na Yuzhnom Urale [Edaphogenic litogenesis in the Voznesensko-Prisakmarsk zone paleoisland Magnitogorsk megazone of the Southern Urals]. VII Chteniya pamyati chlen-korr. RAN S. N. Ivanova. Materialy Vserossiyskoy nauchnoy konferencii, posvyashchennoy 70-letiyu osnovaniya Ural'skogo otdeleniya Rossiyskogo mineralogicheskogo obshchestva [VII Readings in memory of correspondent member of RAS S. N. Ivanov]. Ekaterinburg: IGG UrO RAN, 2018a. P. 106–108. (In Russian)

Kosarev A. M., Shafigullina G. T., Znamensky S. E., Svetov S. A., Chanzengina S. Yu. Rudonosnye intruzivnye diority zoloto-porfirovogo mestorozhdeniya Bol'shoi Karan: petrografiya, geokhimiya, mineralogiya [Ore-bearing intrusive diorites of the Bolshoy Karan gold-porphyry deposit: petrogra-

phy, geochemistry, mineralogy] // Geologicheskii vestnik, 2021. №3. P. 19–27. Doi: 10.31084/2619–0087/2021-3-3 (In Russian)

Kosarev A. M., Svetov S. A., Chazhengina C. Yu., Shafigullina G. T. Boninitovye variolity Buribaiskogo vulkanicheskogo kompleksa Yuzhnogo Urala: mineralogiya, geokhimiya i usloviya obrazovaniya [Boninitic variolites of the Buribay volcanic complex the Southern Urals: mineralogy, geochemistry and formation conditions] // Litosfera, 2018б. 18 (2). P. 246–279. Doi: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-246-279 (In Russian)

Krasnobaev A. A., Valizer P. M. Tsirkony i tsirkonovaya geokhronologiya gabbro Nuralinskogo massiva (Yuzhnyi Ural) [Zircons and zircon geochronology of the gabbro of the Nuralinsky massif (South Ural)] // Litosfera, 2018. 18 (4). P. 574–584. (In Russian)

Krivtsov A. I. Geologicheskie osnovy prognozirovaniya i poiskov medno-porfirovykh mestorozhdenii [Geological bases of forecast and prospecting for copper-porphyry deposits]. Nedra, Moscow, 1983. 256 p. (In Russian)

Lyakhovich V. V. "Tsirkonovyi metod": dostoinstva i nedostatki. Stat'ya II [Method: Advantages and Disadvantages. Second article]. Vestnik Voronezhskogo universiteta. Seriya geologiya, 2000. №9. P. 124–127. (In Russian)

Machevariani M. M. Tipomorfnye osobennosti tsirkona granitoidov Verkhneurliiskogo massiva (Priamur'e) [Typomorphic features of zircon of granitoids of the Upper Ural massif (Amur region)]. Abstract for the degree of Candidate of geol.-miner. sciences. St. Petersburg, 2015. 28 p. (In Russian)

Salikhov D. N., Belikova G. I. Gabbroidy zony melanzha Glavnogo Ural'skogo razloma [Gabbroids of the melange zone of the Main Ural fault] // Geological collection., 2007. №6. P. 106–125. (In Russian)

Shafigullina G. T., Znamensky S. E., Kosarev A. M. Usloviya obrazovaniya zoloto-porfirovogo orudeneniya mestorozhdeniya Bol'shoi Karan (Yuzhnyi Ural) po dannym khloritovoi geotermometrii [Conditions for the formation of gold-porphyry mineralization of the Bolshoy Karan deposit (Southern Urals) according to chlorite geothermometry] // Geologicheskii vestnik, 2020. №2. P. 45–53. Doi: http://doi.org/10.31084/2619–0087/2020-2-4 (In Russian)

Sharkov E. V., Belyatsky B. V., Bogina M. M., Chistyakov A. V., Shchiptsov V. V., Antonov A. V., Lepekhina E. N. Kristallogenezis i vozrast tsirkona iz shchelochnykh i osnovnykh porod Elet'ozerskogo magmaticheskogo kompleksa, Severnaya Kareliya [Genesis and age of zircon from alkaline and mafic rocks of the Elet'ozero complex, North Karelia] // Petrologiya, 2015. 23 (3). P. 285–307. (In Russian)

Znamensky S. E. Petrologo-geokhimicheskie kharakteristiki porod Voznesenskogo intruzivnogo massiva (Yuzhnyi Ural): k voprosu o sostave i istochnikakh magm, produtsiruyushchikh zoloto- i medno-porfirovoe orudenenie [Petrological and geochemical characteristic of the rocks of the Voznesensky intrusive massif (Southern Urals): On the question of the composition and sources of magma producing gold and copper porphyry mineralization] // Lithosphere — Litosfera, 2021. 21 (3). P. 365–385. Doi: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-365-385

Znamenskii S. E., Ankusheva N. N., Artem'ev D. A. Usloviya obrazovaniya, sostav i istochniki rudoobrazuyushchikh flyuidov zoloto-porfirovogo mestorozhdeniya Bol'shoi Karan (Yuzhnyi Ural) [Conditions of formation, composition and sources of ore-forming fluids of the gold-porphyry deposit Bolshoy Karan (Southern Urals)] // Lithosphere — Litosfera, 2020. 20 (3). P. 397–410. (In Russian)

Znamenskiy S. Ye., Kosarev A. M., Znamenskaya N. M., Timofeyev S. P., Shafigullina G. T. Strukturnyi kontrol' i geokhimiya rudonosnykh daek zoloto-porfirovogo mestorozhdeniya Bol'shoi Karan (Yuzhnyi Ural) [Structural control and geochemistry of the Great Karan porphyry deposits dykes (Southern Urals)] // Geologiya. Izvestiya Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnykh resursakh AN RB, 2017. №24. P. 39–46. (In Russian)

Corfu F., Hanchar J. M., Hoskin P. W. O., Kinny P. Atlas of zircon textures. In: Hanchar J. M., Hoskin P. W. O (eds) Zircon // Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2003. №53. P. 469–500. Doi: 10.2113/0530469

Defant M. J., Drummond M. S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature, 1990. №347. P. 662–665. Doi:10.1038/347662A0

Gaggero L., Spadea P., Cortesogno L., Savelieva G. N., Pertsev A. N. Geochemical investigation of the igneous rocks from the Nurali ophiolite mèlange zone, Southern Urals // Tectonophysics, 1997. №276. P. 139–161. Doi:10.1016/S0040–1951 (97) 00054–1

Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts. Elements, 2007. №3. P. 43–50. Doi:10.2113/gselements.3.1.43

Pearce J. A. Geohemical fingerprinting of oceanic basalts applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos, 2008. №100. P. 14–48. Doi: 10.1016/J. LITHOS.2007.06.016

Pertsev A. N., Spadea P., Savelieva G. N., Gaggero L. Nature of the transition in the Nurali ophiolite, Southern Urals // Tectonophysics, 1997. №276. P. 163–180. Doi: 10.1016/S0040–1951 (97) 00056–5

Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Y., Frank-Kamenetskii V. A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval' P. V., Müller G., Neiva A. M. R., Radoslovich E. W., Robert J.-L., Sassi F. P., Takeda H., Weiss Z., Wones D. R. Nomenclature of the micas // The Canadian Mineralogist, 1998. №36. P. 41–48. Doi: 10.1346/CCMN.1998.0460513

Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex. Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present // Geophysical Monograph. 2002. №132. P. 101–134. Doi: 10.1029/132gm07

Сведения об авторах:

Косарев Александр Михайлович, кандидат геол.-минер. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного

учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. amkosarev@mail ru

Шафигуллина Гульнара Турдибаевна, кандидат геол.-минер. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. shafigullina_g@mail.ru

Холоднов Владимир Васильевич, докт. геол.-мин. наук, профессор, зав. лабораторией Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого УрО РАН 620016, Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, Россия. holodnov@igg.uran.ru

About the authors:

Kosarev Alexandr Michailovich, candidate of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. amkosarev@mail ru

Shafigullina Gulnara Turdibaevna, candidate of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. shafigullina_g@mail.ru

Kholodnov Vladimir Vasil'evich. Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Head of Laboratory A. N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS 15 Akademik Vonsovsky street, Yekaterinburg 620016, Russia. holodnov@igg.uran.ru

Статья поступила в редакцию 03.03.2022; одобрена после рецензирования 03.03.2022; принята к публикации 23.03.2022

The article was submitted 03.03.2022; approved after reviewing 03.03.2022; accepted for publication 23.03.2022