УДК 552.13, 551.2 DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-7

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ТАЛКАССКОГО ГАББРОВОГО МАССИВА (ХУДОЛАЗОВСКИЙ КОМПЛЕКС)

И. Р. Рахимов

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: rigel92@mail.ru

Проведены геологические исследования Талкасского габбрового массива, локализованного в зоне Талкасско-Сосновского разлома взбросо-сдвигового типа. Уточнены морфология и структурная позиция массива, выполнена минералого-петрографическая и петрогеохимическая характеристика пород. Установлено, что породы претерпели интенсивную метасоматическую переработку. Определено, что один из главных минералов пород — роговая обманка — кристаллизовался на позднемагматической и раннегидротермальной стадиях при температурах 432–511 °С. Один из основных минералов гидротермального этапа — хлорит — формировался при температурах 56–115 °С. Установлено, что состав апатита (низкая хлористость и почти полное отсутствие серы) свидетельствует о низком потенциале Талкасского массива на сульфидное оруденение.

Исходя из сходства геологического строения и вещественного состава, Талкасский массив соотнесен с продуктами III магматической фазы худолазовского комплекса, локализованными в Худолазовской мульде. Изотопный состав Sr и Nd пробы Талкасского массива ($I_{Sr}(325) = 0.7032$, $\varepsilon Nd_{CHUR}(325) = 6.7$) укладывается в диапазон изотопных значений пород худолазовского комплекса: $I_{Sr}(325) = 0.7032–0.7041$, $\varepsilon Nd_{CHUR}(325) = 5.3–10.3$. Но породы Талкасского массива имеют различия в геохимических характеристиках, выраженных в отсутствии негативной Nb-аномалии и заметного фракционирования редкоземельных элементов, в сравнении с габброидами массивов Худолазовской мульды.

Ключевые слова: худолазовский комплекс, Талкасский массив, габбро, минералогия, геохимия

GEOLOGY, MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF TALKAS GABBRO MASSIF (KHUDOLAZ COMPLEX)

I. R. Rakhimov

Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of RAS, 450077, Ufa, K. Marx st., 16/2, E-mail: rigel92@mail.ru

Geological studies of the Talkas gabbro massif, localized at the Talkassko-Sosnovskiy fault of the reverse-strike-slip type were carried out. The morphology and structural position of the massif was clarified, the mineralogical, petrographic and petrogeochemical characteristics of the rocks were described. The rocks have undergone intensive metasomatic alteration. It was determined that one of the main minerals of the rocks is hornblende, crystallized at the late magmatic and early hydrothermal stages at temperature of 432–511 °C. One of the main minerals of hydrothermal stage, chlorite, was formed at temperature of 56–115 °C. It was defined that the apatite composition (low chlorine and very low sulfur contents) indicates a weak potential of Talkas massif for the sulfide mineralization.

Based on the similarity of the geological structure and material composition, the Talkas massif was correlated with the intrusions of the III-d magmatic phase of the Khudolaz differentiated complex,

Для цитирования: *Рахимов И.Р.* Геологическое строение и вещественный состав Талкасского габбрового массива (худолазовский комплекс) // Геологический вестник. 2021. № 1. С. 68–79. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-7.

For citation: *Rakhimov I.R.* (2021) Geology, mineralogy and geochemistry of Talkas gabbro massif (Khudolaz complex). *Geologicheskii vestnik*. No. 1. P. 68–79. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-7.

© И. Р. Рахимов, 2021

localized in the Khudolaz trough. The Sr and Nd isotopic composition of a sample of the Talkas massif ($ISr(325) = 0.7032$, $\varepsilon Nd_{CHUR}(325) = 6.7$) fits into the range of isotopic values of the rocks of Khudolaz complex: $ISr(325) = 0.7032–0.7041$, $\varepsilon Nd_{CHUR}(325) = 5.3–10.3$. However, it was revealed that the Talkas massif rocks have differences in geochemical characteristics — the absence of negative Nb-anomaly and noticeable fractionation of rare-earth elements in comparison with Khudolaz trough gabbro massifs.

Keywords: Khudolaz complex, Talkas massif, gabbro, mineralogy, geochemistry

Введение

Худолазовский дифференцированный комплекс, специализированный на сульфидное Cu-Ni оруденение, развит в центральной части Южного Урала и объединяет более 50 массивов ультрамафит-мафитового состава, большая часть которых располагается в Худолазовской мульде. За пределами мульды известно лишь несколько интрузий комплекса [Сопко, Салихов, 1969], и все они изучены довольно слабо. К таковым можно отнести габбровый массив, расположенный у северо-западного берега озера Талкас. Сведения о нем приведены в отчете по результатам геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 [Цабадзе и др., 1982ф]. Автором настоящей статьи предлагается называть его *Талкасским габбровым массивом*. В 0.3–0.5 км к западу от массива в толщах улутауской свиты отмечаются пункты медной минерализации [Цабадзе и др., 1982ф]. Ввиду отсутствия специальных исследований структурно-геологической позиции и вещественного состава Талкасского массива автором проведено изучение его внутреннего строения, выполнено минералого-геохимическое описание габброидов. Проведено сопоставление массива с продуктами магматизма худолазовского комплекса, локализованными в Худолазовской мульде.

Методы исследований

Полевые геологические исследования Талкасского массива проведены в 2020 г. Всего отобрано 5 образцов из краевых и центральной частей интрузии. Микроскопические исследования (6 шлифов) выполнены на оптическом поляризационном микроскопе Carl Zeiss Axioskop 40 A.

Определение состава силикатных и сульфидных минералов выполнено при помощи электронно-зондового микроанализатора Cameca SX100 в Центре коллективного пользования «Геоаналитик» Института геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитик Д.А. Замятин).

Химический состав пород определялся рентгенофлуоресцентным (петрогенные оксиды) и масс-спектрометрическим (микроэлементы) методами. XRF-анализ проведен на спектрометре Carl Zeiss VRA-30 (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа, аналитик В.Ф. Юлдашбаева). Анализ ICP-AES выполнен на спектрометре Shimadzu ICPE-9000 (АО «ИНХП», г. Уфа, аналитик З.Р. Биктимерова), ICP-MS — на квадрупольном масс-спектрометре Perkin Elmer ELAN 9000 (ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитики Д.В. Киселева и Н.В. Чередниченко).

Результаты исследований и их обсуждение

Структурная геология

Вмещающими породами Талкасского габбрового массива являются интенсивно трещиноватые буроцветные кремнистые отложения предположительно средне- или позднедевонского возраста. Замеры элементов их залегания автором не проводились, однако прослеживается общее восточное падение кремнистых толщ. Силициты пронизаны многочисленными кварцевыми и кварц-гетитовыми жилами. Предполагается, что с ними может быть связана и марганцевая минерализация. На геологических картах [Цабадзе и др., 1982ф] в качестве вмещающих пород изучаемой габбровой интрузии показаны терригенные и глинистые отложения зилаирской свиты (рис. 1а). Автором данной работы это не подтвердилось. Непосредственные контакты интрузии с вмещающими породами задернованы, однако нет ни единого признака конкордантности массива.

Талкасский массив приурочен к Талкасско-Сосновскому разлому (рис. 1а), разграничивающему Вознесенско-Присакмарскую зону и Ирендыкскую антиклиналь [Цабадзе и др., 1982ф; Серавкин и др., 2001]. Породы интрузии интенсивно трещиноваты, даже в крупных глыбах и валунах отмечается сеть тонких неровных трещин. С.Е. Знаменским разлом был диагностирован как левый взбросо-сдвиг с неустановленной амплитудой смещения. Автором данной статьи слева от автодороги «Исяново – Тубинский» в скальном обнажении Талкасского массива

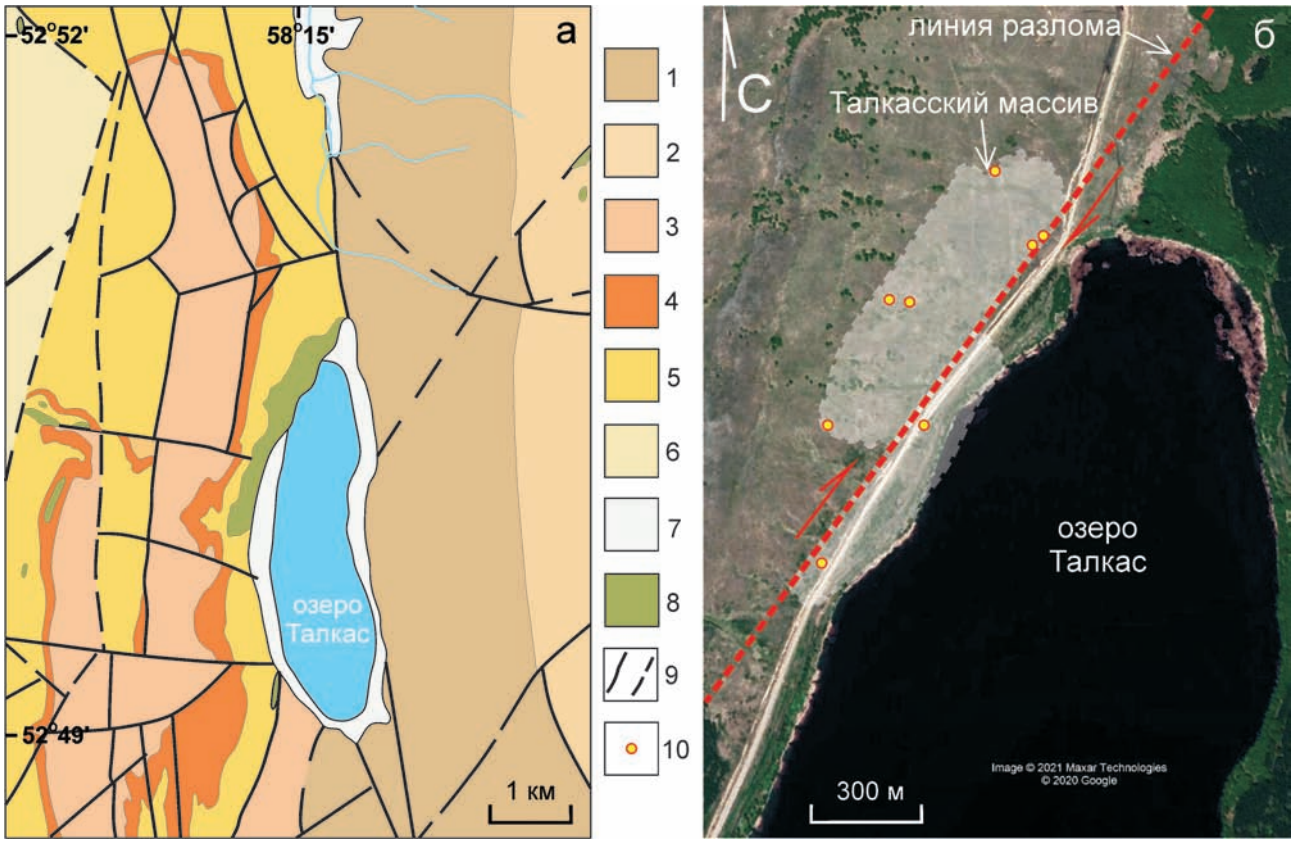

Рис. 1. Фрагмент геологической карты Талкасской площади по [Цабадзе и др., 1982ф] (а) и морфология Талкасского массива в плане на спутниковой карте Google (б)

Условные обозначения: 1 — туфы основного–среднего состава с прослоями кремней первой толщи ирендыкской свиты (D_2ef), 2 — туфы основного–среднего состава второй толщи ирендыкской свиты (D_2ef), 3 — туфы смешанного состава улутауской свиты (D_{2-3}gv), 4 — силициты мукасовской свиты (D_3f), 5 — терригенные породы первой подсвиты зилаирской свиты (D_3f), 6 — терригенные породы второй подсвиты зилаирской свиты (D_3fm–C_1t_1), 7 — четвертичные отложения, 8 — габброиды раннего карбона, 9 — установленные и предполагаемые разломы, 10 — точки наблюдения.

Fig. 1. Talkas area geological map's fragment after [Tsabadze et al., 1982ф] (a) and Talkas massif morphology in plan on the Google satellite map (б)

Legend: 1 — basic–intermediate composition tuffs with cherts interlayers of the First Unit of Irendyk Formation (D_2ef), 2 — basic–intermediate composition tuffs of the Second Unit of Irendyk Formation (D_2ef), 3 — mixed composition tuffs of Ulutau Formation (D_{2-3}gv), 4 — silicites of Mukas Formation (D_3f), 5 — terrigenous rocks of the First Subformation of Zilair Formation (D_3f), 6 — terrigenous rocks of the Second Subformation of Zilair Formation (D_3fm–C_1t_1), 7 — Quaternary sediments, 8 — Early Carboniferous gabbro, 9 — confirmed and assumed faults, 10 — observation points.

были обнаружены зеркала скольжения (рис. 2а, б), по скульптуре которых (уступы отрыва) в целом действительно можно предполагать левостороннюю кинематику разрыва. Зеркала скольжения выражены тонкой штриховкой и сопровождаются минерализацией, представленной тонкими корочками серпентина и более позднего кальцита. Измеренный азимут простирания сместителя СВ 60–65° не согласуется с общей субмеридиональной ориентацией Талкасско-Сосновского разлома [Цабадзе и др., 1982ф; Серавкин и др., 2001]. По мнению автора, это может быть связано с локализацией наблюдаемых зеркал скольжения на поверхности отдельного блока массива, испытавшего пост- или синсдвиговый поворот вокруг своей оси. Сместитель имеет близвертикальный уклон, а угол падения борозд в разных точках наблюдения меняется от 10° до 45°, что свидетельствует в пользу сбросового/взбросового характера сдвига. Простирание сдвига, судя по всему, примерно совпадает с направлением автодороги в месте нахождения массива. Однако, согласно проведенным наблюдениям, южнее параллели 52.85° находится только перемещенный блок массива (рис. 1б), выраженный в виде узкой зоны скоплений глыб

Рис. 2. Коренные обнажения пород Талкасского массива: а и б — глыбово-трещиноватые выходы габбро с зеркалами скольжения, в — валунчатые выходы порфировидных габбро, г — альбититовые жилы в габбро

Fig. 2. Bedrock outcrops of Talkas gabbro massif rocks: а and б — block-fractured gabbro outcrops with slickenslides, в — boulder outcrops of porphyry gabbro, г — albitite veins in gabbro

габбро слева от автодороги. Исходя из этого наблюдения, можно заключить, что разлом все же имеет правостороннюю кинематику (рис. 1б). Наиболее дальние глыбы находятся примерно в 0.6 км от основного тела массива, на основании чего предполагается, что амплитуда смещения крыльев по Талкасско-Сосновскому сдвигу-разлому составляет около 0.6 км. Таким образом, ввиду характера разрывного нарушения, формирование интрузии было связано непосредственно не с этим разломом, а с каким-то более древним, возможно, совпадавшим по простиранию.

Согласно полученным данным, массив вероятно представляет собой хонолит, длина основной части которого составляет около 900 м, ширина — около 300 м, мощность — не менее 40 м.

Петрография

Петрографическое изучение образцов показало относительную однородность внутреннего строения Талкасского массива. Породы представлены метасоматизированными роговообманковыми габбро с пойкилоофитовой структурой (рис. 3а, б), типичной для габброидов худолазовского комплекса [Рахимов, 2017]. Самым распространенным минералом (~40–45 об. %) первично был плагиоклаз (в настоящее время полностью замещен вторичными образованиями) в виде таблитчатых кристаллов длиной до 2 мм. Кроме того, плагиоклаз был представлен и крупными вкрапленниками размером до 2–3 см (в порфировидных разновидностях габбро), иногда образующих сростки. Порфировидные габбро

(рис. 2в, 3а) выявлены в центральной части массива. В восточной части массива, в обнажении пород у дороги, наблюдаются альбититовые жилы (рис. 2г). Второй по распространенности первичный минерал — клинопироксен (~25–30 об. %), чаще всего представленный ксеноморфными ойкокристаллами размером до 1–2 мм. Весьма распространенным минералом также является роговая обманка (~20–30 об. %), которая часто псевдоморфно замещает пироксен, но иногда образует агрегаты, нарастающие на зерна пироксена без замещения. Главным рудным минералом (~5 об. %) являлся титаномагнетит, структуры распада которого широко распространены в породах. Из вторичных минералов широко распространены хлорит, пумпеллиит, альбит и глинистые минералы (типа смектита, гидромусковита). Они образуют сплошные массы, жилы, а также псевдоморфозы по первичным силикатам.

По внутреннему строению, петрографическим и минералогическим особенностям (в том числе составу минералов) породы Талкасского массива абсолютно идентичны габброидам из массивов Худолазовской мульды, отнесенных к III фазе магматизма худолазовского комплекса [Рахимов, 2017].

Минералогия

Из первично магматических минералов сохранились клинопироксен, роговая обманка и некоторые акцессорные минералы. Плагиоклаз не был обнаружен даже в реликтовом виде. Судя по структуре пород, он являлся самым ранним минералом, выделившимся из силикатного расплава, а часть кристаллов (вкрапленники) формировалась еще на глубинном уровне — до места консолидации интрузии. Предположительно, плагиоклаз отвечал по составу лабрадору (по аналогии со схожими по минеральному составу породами массивов Худолазовской мульды — Улугуртауского, Бускунского, Султанкульского). Чаще всего он замещен соссюритом (мелкодисперсным агрегатом из серицита, хлорита, каолинита и других минералов) и **альбитом**. Последний образует полные или частичные (по краям) псевдоморфозы (рис. 3в, ж) и по составу (табл. 1) отвечает $An_{2.4–6.1}Ab_{93.7–97.6}Or_{0.1–0.2}$.

Клинопироксен представлен бесцветными трещиноватыми зернами, часто по краям (иногда и в центральной части) замещенными роговой обманкой (рис. 3г). Нередко пироксен частично замещен хлоритом, пумпеллиитом и амфиболами актинолит-тремолитового ряда. Кроме ксеноморфных интерстиционных зерен иногда встречаются и частично ограненные кристаллы, обычно изометричные. По химическому составу (табл. 1) пироксен весьма однороден и отвечает высококальциевому авгиту (рис. 4). Отмечается умеренно высокий уровень примесей (мас. %): Na (Na_2O 0.5–0.6), Ti (TiO_2 1.2–1.7) и Al (Al_2O_3 2.5–3.4). В составе отдельных зерен не было выявлено зональности. Кристаллизация пироксена происходила из силикатного расплава после выделения плагиоклаза и позднее, либо одновременно с титаномагнетитом.

Роговая обманка образует частичные и полные псевдоморфозы по клинопироксену, а также самостоятельные зерна субидиоморфных и ксеноморфных очертаний (рис. 3а, б, д). Цвет минерала варьирует от бледно-бурого до насыщенно-коричневого. По химическому составу (табл. 1) она отвечает титанистому магнезиогастингситу. Кристаллизация

Рис. 3. Микрофотографии пород Талкасского массива (проходящий свет): а — порфировидное измененное габбро, б — пойкилоофитовая структура в измененном габбро, в — зерно соссюритизированного плагиоклаза с альбитовой каймой, г — ойкокристалл клинопироксена с частичным замещением роговой обманкой, д — псевдоморфоза или «структура дорастания» роговой обманки по пироксену, е — зерно биотита в срастании с апатитом в интерстиции, ж — разбитый на блоки кристалл апатита в пумпеллиитовой матрице, з — структура распада титаномагнетита

Примечания: на снимках а и б светлое — измененный плагиоклаз, бледно-бурое — пироксен, коричневое — роговая обманка, темно-серое — измененный титаномагнетит, желтовато-зеленое — хлорит с пумпеллиитом; *Alb* — альбит, *Ap* — апатит, *Bt* — биотит, *Chl* — хлорит, *Cpx* — клинопироксен, *Hbl* — роговая обманка, *Ilm* — ильменит, *Lcx* — лейкоксен, *Pmp* — пумпеллиит, *Sau* — соссюрит.

Fig. 3. Photomicrographs of Talkas massif rocks (transmitted light): a — altered porphyry gabbro, б — poikiloophitic texture of altered gabbro, в — saussuritized plagioclase grain with albite rim, г — poikilitic clinopyroxene crystal partially replaced by hornblende, д — pseudomorph or "grow-up structure" of hornblende after pyroxene, e — biotite grain intergrowing with apatite in interstitial space, ж — fractured apatite crystal in pumpellyite matrix, з — titanomagnetite exsolution structure

Notes: in figures a and б light-colored — altered plagioclase, pale brown — pyroxene, brown — hornblende, dark gray — altered titanomagnetite, yellowish-green — chlorite with pumpellyite; *Alb* — albite, *Ap* — apatite, *Bt* — biotite, *Chl* — chlorite, *Cpx* — clinopyroxene, *Hbl* — hornblende, *Ilm* — ilmenite, *Lcx* — leucoxene, *Pmp* — pumpellyite, *Sau* — saussurite.

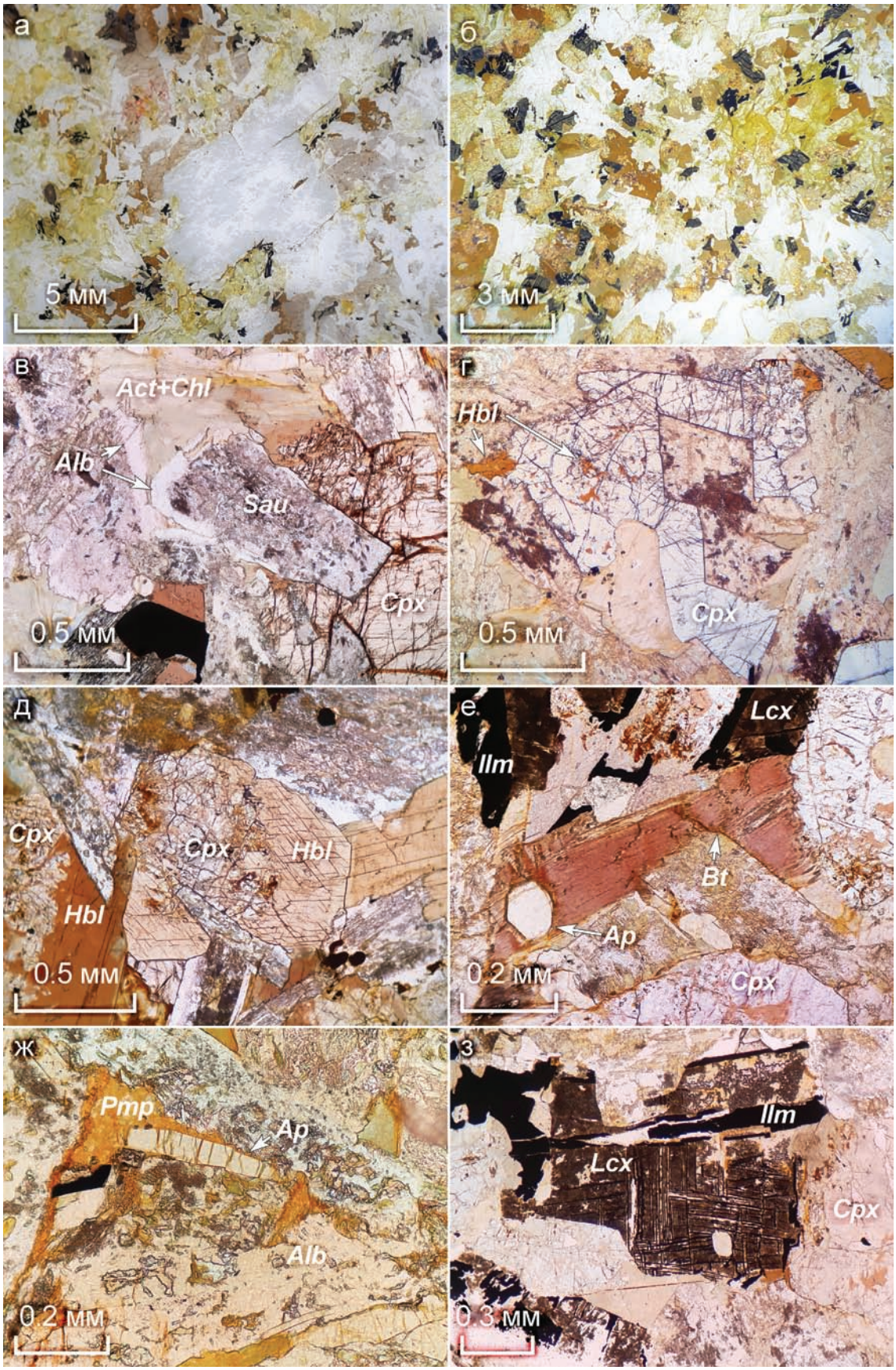
а
5 мм
б
3 мм
в
Act+Chl
Alb
Sau
Cpx
0.5 мм
г
Hbl
Cpx
0.5 мм
д
Cpx
Cpx
Hbl
Hbl
0.5 мм
е
Lcx
Ilm
Bt
Ap
0.2 мм
Cpx
ж
Pmp
Ap
Alb
0.2 мм
з
Ilm
Lcx
Cpx
0.3 мм

Таблица 1. Микрозондовые анализы силикатных минералов из пород Талкасского массива (здесь и далее в мас. %)

Table 1. Microprobe analyzes of silicate minerals from Talkas gabbro massif rocks (here and after in wt. %)

№№ п/п	SiO_2	TiO_2	Cr_2O_3	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Σ
1	67.29	0.03	0	20.52	0.26	0.01	0.11	0.52	11.79	0.01	100.54
2	66.71	0.05	0	20.66	0.29	0	0.01	1.35	11.49	0.04	100.59
3	50.17	1.42	0.02	3.09	8.88	0.28	14.04	21.76	0.51	0	100.17
4	49.89	1.68	0	3.37	8.95	0.25	13.81	21.71	0.55	0	100.22
5	50.26	1.19	0	3	9.28	0.34	13.8	21.67	0.55	0.01	100.08
6	50.09	1.25	0.07	2.99	9.23	0.32	13.68	21.59	0.58	0.01	99.8
7	50.04	1.56	0.03	3.3	8.89	0.26	13.86	21.68	0.54	0	100.18
8	50.15	1.3	0	3.03	8.99	0.33	13.68	21.61	0.55	0	99.62
9	50.22	1.16	0	2.47	8.72	0.28	14.53	21.35	0.48	0	99.21
10	43.32	3.19	0	9.42	13.44	0.25	13.16	11.13	3.06	0.57	97.54
11	43.84	3.09	0	9.5	13.48	0.29	13.11	11.2	2.97	0.57	98.05
12	30.18	4.65	0	13.85	20.28	0.11	16.39	3.4	0.04	0.18	89.09
13	30.86	0	0.37	15.11	22.21	0.11	16.91	0.68	0.04	0.06	86.34

Примечания: 1, 2 — альбит, 3–9 — клинопироксен, 10, 11 — роговая обманка, 12, 13 — хлорит.
Notes: 1, 2 — albite, 3–9 — clinopyroxene, 10, 11 — hornblende, 12, 13 — chlorite.

роговой обманки, судя по ее взаимоотношениям с другими минералами, происходила на позднемагматической и пневматолитово-гидротермальной стадии, когда содержание воды в системе достигло значений, удовлетворяющих условиям стабильности минерала. Согласно экспериментальным данным, для кристаллизации роговой обманки необходимо не менее 3–3.5 мас. % воды в расплаве [Naney, 1983; Bonechi et al., 2017]. Температура кристаллизации минерального парагенезиса «роговая обманка–альбит» (рассчитано по данным табл. 1) по методу итерации различных геотермометров Дж. Андерсона [Anderson, 1996] оценена в интервале 432–511 °C, давление — в диапазоне 4.5–5.6 кбар.

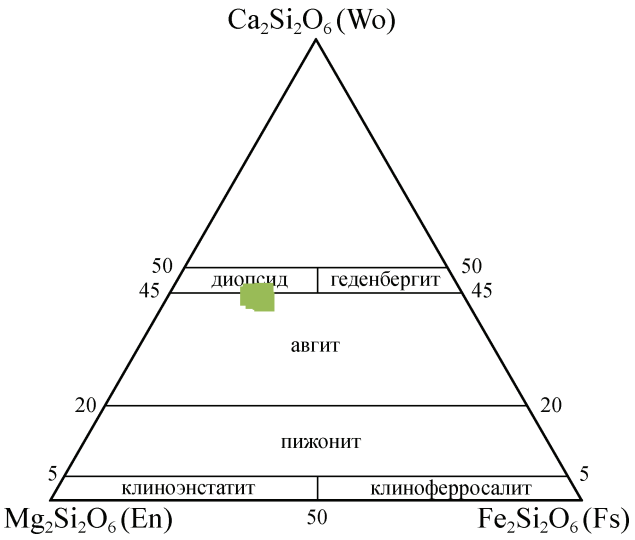

Рис. 4. Классификационная диаграмма для пироксена из пород Талкасского габбрового массива [Morimoto, Kitamura, 1983]

Fig. 4. Ternary diagram for pyroxene from Talkas gabbro massif rocks after [Morimoto, Kitamura, 1983]

Биотит встречается редко в виде ксеноморфных зерен насыщенной бурой окраски в интерстициях (рис. 3е). Он часто псевдоморфно замещен хлоритом. Исходя из взаимоотношений биотита с другими минералами, предполагается, что он, как и роговая обманка, кристаллизовался в позднем постмагматических условиях.

Хлорит широко распространен в исследуемых породах, образуя сплошные массы совместно с другими постмагматическими силикатами — пумпеллиитом, актинолитом, соссюритом, а также частичные или полные псевдоморфозы по плагиоклазу и пироксену (рис. 3а–в). По химическому составу (табл. 1) диагностированы титанистый пикнохлорит (ан. 12, предположительно продукт замещения биотита) и диабантин (ан. 13). Исходя из этих данных, PT-условия кристаллизации хлорита по методу, описанному в работе [Lanari et al., 2014], оценены в 56–115 °C и 3.1–4.8 кбар.

Магнетит обнаружен в виде мелких реликтовых и новообразованных зерен в ассоциации

с вторичными силикатами. В первом случае магнетит является продуктом распада титаномагнетита, который не сохранился даже в виде реликтов. Обычно титаномагнетит полностью замещен лейкоксеном (рис. 3е, з). В химическом составе магнетита установлены примеси (мас.%): Ti (TiO_2 3.8), Cr (Cr_2O_3 0.3), V (V_2O_3 0.5) и других сидерофильных элементов (табл. 2). Состав вторичного магнетита, представленного очень мелкими (<0.1 мм) зернами, не изучался.

Ильменит обычно слагает пластинчатые зерна в структурах распада титаномагнетита (рис. 3е, з), но иногда образует довольно крупные (>1 мм в длину) самостоятельные субидиоморфные кристаллы (рис. 5а). Последние, вероятно, кристаллизовались из силикатного расплава в позднемагматическую стадию. В химическом составе ильменита выявлены примеси V (V_2O_3 0.1–0.2 мас.%), Al (Al_2O_3 0.2 мас.%), Mn (MnO 2.0–2.3 мас.%), Mg (MgO до 0.07 мас.%).

Таблица 2. Микрозондовые анализы магнетита и ильменита из пород Талкасского массива

Table 2. Microprobe analyzes of magnetite and ilmenite from Talkas gabbro massif rocks

№№	SiO_2	TiO_2	Cr_2O_3	V_2O_3	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	ZnO	CoO	Na_2O	Σ
1	1.22	3.81	0.32	0.51	1.33	86.72	0.05	0.21	0.51	0.02	0.06	0	0.05	94.81
2	0.05	49.45	0.02	0.13	0.15	47.25	2.16	0.07	0.02	0.04	0.03	0	0	99.37
3	0.01	49.66	0.04	0.16	0.21	47.58	2.25	0.03	0	0	0	0	0	99.95
4	0	48.04	0	0.17	0.17	48.79	2.15	0.07	0.01	0	0	0.03	0	99.43
5	0.02	47.55	0.01	0.23	0.23	48.96	2.01	0.05	0	0	0	0	0	99.06

Примечания: 1 — магнетит, 2–5 — ильменит.

Notes: 1 — magnetite, 2–5 — ilmenite.

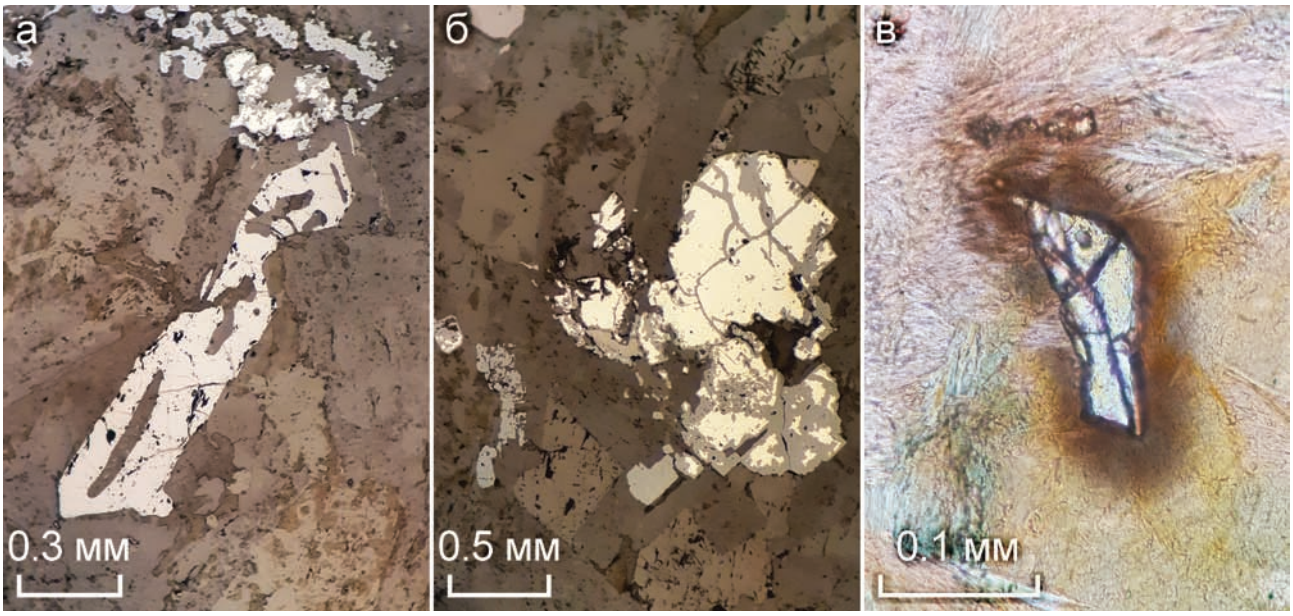

Рис. 5. Микрофотографии пород Талкасского габбрового массива: а — скелетный кристалл ильменита, б — гематитизированный агрегат пирита, в — зерно циркона, образующее гало во вторичной силикатной матрице

Примечания: а и б — отраженный свет, в — проходящий свет.

Fig. 5. Photomicrographs of Talkas gabbro massif rocks: а — skeletal ilmenite crystal, б — hematitized pyrite, в — zircon crystal forms halo in secondary silicate matrix

Notes: а and б — reflected light, в — transmitted light.

Апатит является характерным акцессорным минералом изучаемых пород, встречаясь в виде идиоморфных дипирамидальных кристаллов в срастании с роговой обманкой и биотитом (рис. 3е). Во вторичной силикатной матрице наблюдаются интенсивно трещиноватые зерна апатита (рис. 3ж). Апатит кристаллизовался на позднемагматической стадии, однако предполагается, что часть мелких зерен, ассоциирующих с хлоритом и актинолитом, формировалась в гидротермальную стадию. По химическому составу (табл. 3) он может быть отнесен к фторапатиту (рис. 6). В нем отмечаются низкие концентрации Cl (0.11–0.24 мас. %) и S (SO_3 <0.1 мас. %), что в условиях интенсивной гидротермальной переработки пород свидетельствует о низком потенциале Талкасского массива на сульфидное оруденение [Рахимов и др., в печати].

По данным табл. 3 были рассчитаны кристаллохимические формулы апатита (содержание воды вычислено по стехиометрии):

Пирит встречается достаточно редко в виде ксеноморфных изометричных зерен в промежутках кристаллов плагиоклаза. Обычно пирит частично или полностью гематитизирован (рис. 5б). Судя по его взаимоотношениям с другими минералами и крайне низкой сернистости апатита [Рахимов и др., в печати], пирит, вероятно, является первично-магматическим. Предполагается, что он кристаллизовался из сульфидной жидкости, выделившейся из силикатного расплава на позднемагматической стадии. Низкая концентрация серы в породах указывает на то, что сульфидное насыщение могло быть достигнуто лишь при значительной степени закристаллизованности магмы. В пирите установлено низкое количество примесей — Ni до 0.1 мас. %, Cu и As — на уровне предела обнаружения (табл. 4).

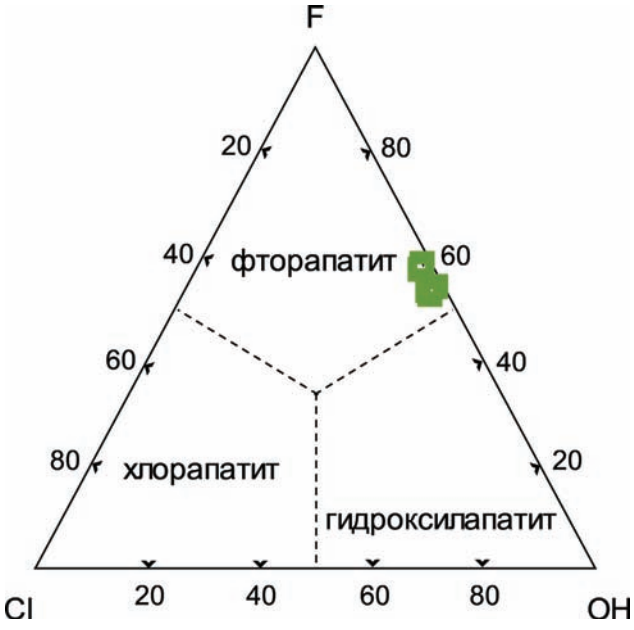

Рис. 6. Треугольная диаграмма F–Cl–OH для апатита из пород Талкасского габбрового массива

Fig. 6. Ternary diagram F–Cl–OH for apatite from Talkas gabbro massif rocks

Циркон встречается очень редко в ассоциации с роговой обманкой и биотитом, а также вторичными силикатами (рис. 5в). Наблюдаются как хорошо ограненные призматические кристаллы циркона, так и ксеноморфные. Кристаллизация минерала, судя по всему, происходила на позднемагматической и гидротермальной стадиях. Вокруг зерен циркона наблюдаются плеохроические гало —

Таблица 3. Микрозондовые анализы апатита из пород Талкасского габбрового массива

Table 3. Microprobe analyzes of apatite from Talkas gabbro massif rocks

№№	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	F	P_2O_5	Cl	SO_3	SrO	Σ
1	0.24	0	0.23	0.08	0.14	53.68	0.08	1.99	42.08	0.24	0	0.08	98.84
2	0.24	0	0.26	0.22	0.11	54.3	0.07	1.96	42.34	0.23	0	0.09	99.82
3	0.18	0.01	0.26	0	0.27	55.02	0	2.17	40.56	0.11	0	0.03	98.62
4	0.15	0	0.35	0.05	0.25	55.11	0.02	2.15	41.1	0.13	0.01	0.12	99.43
5	0.15	0.02	0.33	0.03	0.21	55.2	0.05	2.03	41.32	0.14	0.06	0.13	99.68
6	0.17	0	0.33	0.06	0.26	55.11	0	2.17	41.59	0.14	0.04	0.03	99.9

1. $(Ca_{4.90}, Na_{0.01}, Mn_{0.01}, Fe_{0.02}, Mg_{0.02})_{4.96}$ $(P_{3.04}, Si_{0.02})_{3.06}$ $(Cl_{0.03}, F_{0.54}, (OH)_{0.43})$,
2. $(Ca_{4.96}$ $Na_{0.01}$ $Mn_{0.02}$ $Fe_{0.02}$ $Mg_{0.01})_{5.02}$ $(P_{3.05}, Si_{0.02})_{3.08}$ $(Cl_{0.03}, F_{0.53}, (OH)_{0.44})$,
3. $(Ca_{5.02}, Na_{0.01}, Fe_{0.02}, Mg_{0.03})_{5.08}$ $(P_{2.93}, Si_{0.02})_{2.94}$ $(Cl_{0.02}, F_{0.58}, (OH)_{0.40})$,
4. $(Ca_{5.03}, Sr_{0.01}, Fe_{0.02}, Mg_{0.03})_{5.1}$ $(P_{2.97}, Si_{0.01})_{2.98}$ $(Cl_{0.02}, F_{0.58}, (OH)_{0.40})$,
5. $(Ca_{5.04}, Sr_{0.01}, Na_{0.01}, Fe_{0.02}, Mg_{0.03})_{5.11}$ $(P_{2.98}, Si_{0.01})_{3.00}$ $(Cl_{0.02}, F_{0.55}, (OH)_{0.43})$,
6. $(Ca_{5.03}, Fe_{0.02}, Mg_{0.03})_{5.09}$ $(P_{3.00}, Si_{0.01})_{3.02}$ $(Cl_{0.02}, F_{0.58}, (OH)_{0.39})$.

Таблица 4. Микрозондовые анализы пирита из пород Талкасского массива
Table 4. Microprobe analyzes of pyrite from Talkas gabbro massif rocks

№№	Fe	Ni	Zn	Co	Cu	As	S	Cd	Σ
1	46.89	0.1	0.03	0	0.03	0.01	52.37	0	99.43
2	47.69	0.03	0.01	0	0.05	0	52.63	0	100.41
3	47.25	0.02	0.02	0	0.03	0	52.96	0	100.28

радиоореолы в силикатах, указывающие на достаточно высокое содержание радиоактивных элементов (например, U, Th) [Henderson, Bateson, 1934].

Петрогеохимия

Породы Талкасского массива довольно однородны по химическому составу (табл. 5). Габбро характеризуются высокой титанистостью (TiO_2 1.7–2.6 мас.%) и умеренными содержаниями Ca, Na и K. Индекс магнезиальности Mg# составляет 0.3–0.4. Породы характеризуются нормальной щелочностью ($Na_2O+K_2O = 3.1–3.7$), отношение Na/K >10 отвечает натровому ряду щелочности. Наиболее вариативны содержания Al и Fe, обратно коррелирующие между собой. Индекс глиноземистости al' варьирует в широком диапазоне — от 0.64 до 1.16, но индекс железистости $f = 0.56–0.62$ — слабо вариативен.

Изотопный состав стронция и неодима (ISr = 0.7032; $\varepsilon Nd_{CHUR}(325) = 6.70$, $Nd^{143}/Nd^{144} = 0.5129$) в пробе D_3-1 из Талкасского массива укладывается в диапазон изотопных значений пород всего худолазовского комплекса — ISr(325) = 0.7032–0.7041; $\varepsilon Nd_{CHUR}(325) = 5.3–10.3$, $Nd^{143}/Nd^{144} = 0.5128–0.5132$ (неопубликованные данные автора), характеризуя умеренно деплетированный источник родоначальной магмы. Время 325 млн лет принято исходя из U-Pb возраста худолазовского комплекса [Рахимов, 2017].

Изучаемые габброиды Талкасского массива характеризуются умеренной обогащенностью крупноионными литофильными и высокозарядными элементами. На мультиэлементной диаграмме, нормированной на состав примитивной мантии, наблюдается четкая позитивная Sr-аномалия (рис. 7), характерная и для габброидов из массивов Худолазовской мульды, образование которых связывается с III фазой магматизма худолазовского комплекса [Рахимов, 2017]. Однако, в отличие от этих габброидов, в пробе Талкасского массива не проявлена негативная Nb-аномалия.

Таблица 5. Химический состав пород Талкасского габбрового массива (оксиды в мас.%, микроэлементы — в г/т)
Table 5. Chemical composition of Talkas gabbro massif rocks (oxides in wt.%, trace elements in ppm)

№№ обр.	D_3-1	T_{20}-2	T_{20}-4
SiO_2	47.66	47.35	47.42
TiO_2	1.71	2.04	2.56
Al_2O_3	17.82	15.48	13.05
FeO_t	9.59	12.88	14.32
MnO	0.15	0.21	0.2
MgO	5.72	6.68	6.12
CaO	9.87	9.02	10.39
Na_2O	3.41	2.98	2.85
K_2O	0.25	0.25	0.24
P_2O_5	0.25	0.27	0.17
S	0.02	0.01	0.03
ППП	4.11	3.47	3.32
Σ	100.54	100.63	100.67
Ba	66	126	74
Ce	18	23	20
Co	31	46	71
Cr	59	77	101
Cu	37	93	219
La	7	9	7
Li	14	13	11
Ni	68	72	80
Pb	<1	1	<1
Sc	35	54	99
Sr	386	400	317
V	190	223	655
Y	29	35	32
Zn	55	88	74
Zr	152	156	146

Уровень концентраций редкоземельных элементов во всех пробах габброидов близок, но в Талкасском массиве нормированный спектр распределения РЗЭ заметно отличается, характеризуясь близгоризонтальным расположением с небольшим доминированием средних РЗЭ. В пробе D_3-1 отношение $(La/Gd)_N = 0.8$ и $(La/Yb)_N = 1.3$, в то время как

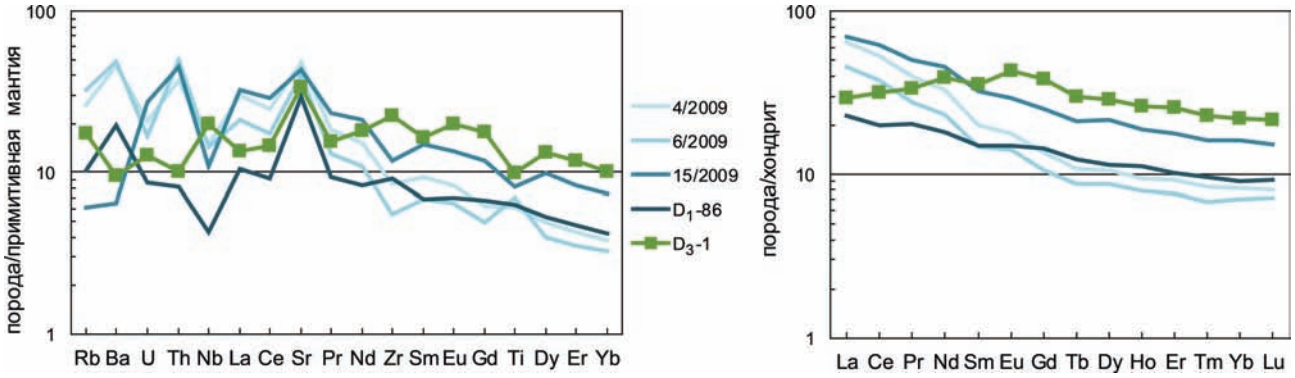

Рис. 7. Мультиэлементные спайдер-диаграммы для габброидов III петрогенетической фазы худолазовского дифференцированного комплекса

Примечания: 4/2009 и 6/2009 — массив Северный Бускун-III, 15/2009 — массив Восточный Карасаз-III, D_1-86 — Улугуртауский массив [Рахимов, 2017], D_3-1 — Талкасский массив. Составы примитивной мантии и хондрита взяты из [Lyubetskaya, Korenaga, 2007].

Fig. 7. Multielement spider-diagrams for III petrogenetic phase gabbro of Khudolaz differentiated complex

Notes: 4/2009 and 6/2009 — Severnyi Buskun-III massif, 15/2009 — Vostochnyi Karasaz-III massif, D_1-86 — Ulugurtau massif [Rakhimov, 2017], D_3-1 — Talkas massif. Primitive mantle and chondrite compositions taken from [Lyubetskaya, Korenaga, 2007]

в габброидах из аналогичных по составу и строению массивов Худолазовской мульды $(La/Gd)_N = 1.6–4.8$ и $(La/Yb)_N = 2.5–7.9$. По мнению автора, такие геохимические различия могли быть обусловлены различной степенью дифференциации магматического расплава, связанной со значительной удаленностью Талкасского массива от группы интрузий Худолазовской мульды. Также свою роль мог сыграть иной состав вмещающих пород, потенциально ассимилированных магматическим расплавом.

Следует отметить, что формирование худолазовского комплекса связывается с деятельностью мантийного плюма, а в образовании магм существенная роль отводится процессам мантийно-корового взаимодействия [Салихов и др., 2019].

Заключение

Талкасский габбровый массив представляет собой хонолит и приурочен к Талкасско-Сосновскому разлому сдвиго-взбросового типа, который разграничивает Вознесенско-Присакмарскую зону и Ирендыкскую антиклиналь. Результаты проведенных исследований позволили установить, что Талкасский массив разорван на два неравнозначных блока, а разлом имеет правостороннюю кинематику с амплитудой смещения крыльев около 0.6 км. Длина основной части массива составляет около 900 м, ширина — около 300 м, мощность — не менее 40 м.

Талкасский массив имеет довольно однородное внутреннее строение и сложен метасоматизированными роговообманковыми габбро. Главными первичными минералами являются плагиоклаз (полностью изменен) и клинопироксен (высококальциевый авгит), а роговая обманка имеет позднемагматическое и раннегидротермальное происхождение. Температура образования роговой обманки и альбита, замещающего плагиоклаз, оценена в диапазоне 432–511 °C. Химический состав акцессорного апатита свидетельствует о низком потенциале пород Талкасского массива на сульфидное оруденение. Температура образования хлорита — одного из главных вторичных минералов — оценена в 56–115 °C.

По геологическому строению и вещественному составу Талкасский массив совершенно аналогичен другим массивам, локализованным в Худолазовской мульде и формирование которых связывается с III петрогенетической фазой худолазовского дифференцированного комплекса. Изотопный состав стронция и неодима пробы Талкасского массива укладывается в диапазон изотопных значений пород худолазовского комплекса: $ISr(325) = 0.7032–0.7041$; $\varepsilon Nd_{CHUR}(325) = 5.3–10.3$. Однако геохимические особенности пород Талкасского массива отличаются более высоким уровнем концентраций высокозарядных элементов при отсутствии негативной Nb-аномалии и характеризуются иным типом распределения редкоземельных элементов.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИГ УФИЦ РАН (№ 0246-2019-0080).

Список литературы:

Рахимов И.Р. Геология, петрология и рудоносность позднедевонско-карбонового интрузивного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала: Дис. … канд. геол.-мин. наук. Уфа, 2017. 181 с.

Рахимов И.Р., Вишневский А.В., Савельев Д.Е., Салихов Д.Н., Владимиров А.Г. Полигенная (магматогенно-гидротермальная) сульфидно-платинометальная минерализация худолазовского комплекса (Южный Урал) // Геология рудных месторождений. 2021. № 4. (В печати).

Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М: Наука, 2019. 392 с.

Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.

Сопко П.Ф., Салихов Д.Н. Интрузивный магматизм Башкирской части Магнитогорского мегасинклинория // Известия вузов. Геология и разведка. 1969. № 6. С. 3–15.

Anderson J.L. Status of thermobarometry in granitic batholiths // Transactions of the Royal Society of Edinburgh. 1996. Vol. 87. P. 125–138.

Bonechi B., Perinelli C., Gaeta M., Tecchiato V., Granati S.F. Experimental constraints on amphibole stability in primitive alkaline and calc-alkaline magmas // Periodico di Mineralogia. 2017. Vol. 86. P. 231–245.

Henderson G.H., Bateson S. A Quantitative Study of Pleochroic Haloes, I // Proceedings of the Royal Society of London A. 1934. Vol. 145 (855). P. 563–581.

Lanari P., Wagner T., Vidal O. A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO–FeO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O: applications to P–T sections and geothermometry // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2014. Vol. 167. P. 268–287.

Lyubetskaya T., Korenaga J. Chemical composition of earth's primitive mantle and its variance // Journal of geophysical research. 2007. Vol. 112. P. 1–21.

Morimoto N., Kitamura M. Q-J diagram for classification of pyroxenes // J. Japan. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol. 1983. Vol. 78. P. 141.

Naney M.T. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems // American Journal of Science. 1983. Vol. 283. P. 993–1033.

References:

Anderson J.L. (1996) Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Trans. of the Royal Soc. Edinburgh*, **87**, 125-138.

Bonechi B., Perinelli C., Gaeta M., Tecchiato V., Granati S.F. (2017) Experimental constraints on amphibole stability in primitive alkaline and calc-alkaline magmas. *Periodico di Mineralogia*, **86**, 231-245.

Henderson G.H., Bateson, S. (1934) A Quantitative Study of Pleochroic Haloes, I. *Proceedings of the Royal Society of London A*, **145**(855), 563-581.

Lanari P., Wagner T., Vidal O. (2014) A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO–FeO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O: applications to P–T sections and geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **167**, 268-287.

Lyubetskaya T., Korenaga J. (2007) Chemical composition of earth's primitive mantle and its variance: 1. Method and results. *Journal of geophysical research*, **112**, 1-21.

Morimoto N., Kitamura M. (1983) Q-J diagram for classification of pyroxenes. *J. Japan. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol*., **78**, 141.

Naney M.T. (1983) Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science*, **283**, 993-1033.

Rakhimov I.R. (2017) *Geologiya, petrologiya i rudonosnost' pozdnedevonsko-karbonovogo intruzivnogo magmatizma Zapadno-Magnitogorskoy zony Yuzhnogo Urala. Dis. cand. geol.-min. nauk* [Geology, petrology and ore-mineralization of Late Devonian – Carbon intrusive magmatism of the Western Magnitogorsk zone of the Southern Urals. Candidate's dissertation in Geology and Mineralogy]. Ufa, 181 p. (In Russian).

Rakhimov I.R., Vishnevskiy A.V., Saveliev D.E., Salikhov D.N., Vladimirov A.G. (2021) Multi-stage magmatic-hydrothermal sulfide-PGE mineralization of Khudolaz Complex (South Urals). *Geology of Ore Deposits*. (4). (In print).

Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. (2019) *Magnitogorskaya zona Yuzhnogo Urala v pozdnem paleozoe: magmatism, flyuidnyi rezhim, metallogeniya, geodinamika* [Magnitogorsk zone of the South Urals at the Late Paleozoic: magmatism, fluid regime, metallogeny, geodynamics]. Moscow, Nauka Publ., 392 p. (in Russian).

Seravkin I.B., Znamensky S.E., Kosarev A.M. (2001) *Razryvnaya tektonika i rudonosnost' Bashkirskogo Zaural'ya* [Fault tectonics and ore deposits of the Trans-Uralian Bashkiria]. Ufa, Poligrafkombinat Publ., 318 p. (In Russian).

Sopko P.F., Salikhov D.N. (1969) Intrusive magmatism of Magnitogorsk megasynclinorium Bashkir Part. *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka – News of universities. Geology and exploration*, (6), 3-15. (In Russian).

Сведения об авторе:

Рахимов Ильдар Рашитович, канд. геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: rigel92@mail.ru

About the author:

Rakhimov Ildar Rashitovich, 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. E-mail: rigel92@mail.ru