

## АКЦЕССОРНЫЕ АПАТИТЫ ИЗ ГАББРОИДОВ ПОЗДНЕГО ДЕВОНА – РАННЕГО КАРБОНА ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ: ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА, ИНДИКАТОРНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ РОЛЬ

© 2018 г. И. Р. Рахимов, В. В. Холоднов, Д. Н. Салихов

**Реферат.** Выполнено минералогическое описание кристаллов апатита в шлифах и полированных пластинках пород габброидных комплексов позднего девона – раннего карбона (наурузовского, фэйзуллинского, утлыкташского и басаевского) Западно-Магнитогорской зоны. На основании изучения морфологии зерен и парагенетических ассоциаций апатита с породообразующими минералами сделан вывод о первично магматическом происхождении апатита, представленного эвгдральными кристаллами игольчатой, шестоватой и призматической формы. Изучен химический состав минерала и на основе содержания в нем F, Cl и S выделены три группы апатитов: 1) высокофтористые апатиты с умеренно повышенным количеством хлора и незначительным количеством серы (наурузовский и фэйзуллинский комплексы); 2) высокофтористые апатиты с пониженным количеством хлора и незначительным количеством серы (утлыкташский и частично басаевский комплексы); 3) пониженнофтористые и низкохлористые апатиты с повышенным количеством серы (басаевский комплекс). На основании полученных результатов делается заключение о низком потенциале рудоносности изученных габброидных комплексов на Ti-Fe оруденение, однако некоторые интрузии басаевского комплекса могут нести небольшое Au-оруденение.

**Ключевые слова:** Западно-Магнитогорская зона, поздний девон, ранний карбон, габброиды, апатит, галогены, сера, Ti-Fe оруденение

## ACCESSORY APATITES FROM THE GABBROIDS OF LATE DEVONIAN – EARLY CARBONIFEROUS GABBROIDS OF THE WESTERN MAGNITOGORSK ZONE: PECULIARITIES OF THE MORPHOLOGY AND CHEMICAL COMPOSITION, INDICATIVE METALLOGENIC ROLE

I. R. Rakhimov, V. V. Kholodnov, D. N. Salikhov

**Abstract.** A mineralogical description of apatite crystals in thin sections and polished samples from gabbroids of Late Devonian – Early Carboniferous complexes (Nauruz, Faysullino, Utlyktash and Basaev) of the Western Magnitogorsk zone was made. On the basis of study of the morphology of grains and paragenetic associations of apatite with rock-forming minerals, a conclusion was made about the primarily magmatic origin of apatite, represented by euhedral crystals with acicular, columnar and prismatic habit. The chemical composition of the mineral was studied and three apatite groups were distinguished based on the content of F, Cl and S: 1) high fluorine apatites with a medium increased amount of chlorine and insignificant amount of sulfur (Nauruz and Fayzullino complexes); 2) high-fluorine apatites with a moderately reduced amount of chlorine and insignificant amount of sulfur (Utlyktash and partly Basaev complexes); 3) low-fluorine and low-chlorine apatites with increased amount of sulfur (Basaev complex). It is suggested that the ore-bearing capacity of the studied gabbroid complexes is poor in Ti-Fe mineralization, however some intrusions of the Basaev complex may carry a small Au mineralization.

**Keywords:** Western Magnitogorsk Zone, Late Devonian, Early Carboniferous, gabbroids, apatite, halogens, sulfur, Ti-Fe mineralization

**Для цитирования:** Рахимов И.Р., Холоднов В.В., Салихов Д.Н. Акцессорные апатиты из габброидов позднего девона – раннего карбона Западно-Магнитогорской зоны: особенности морфологии и химического состава, индикаторная металлогеническая роль // Геологический вестник. 2018. № 3. С. 109–123. DOI: <http://doi.org/10.31084/2619-0087/2018-3-8>.

**For citation:** Rakhimov I.R., Kholodnov V.V., Salikhov D.N. Accessory apatites from the gabbroids of Late Devonian – Early Carboniferous gabbroids of the Western Magnitogorsk zone: peculiarities of the morphology and chemical composition, indicative metallogenic role // Geologicheskii vestnik. 2018. No.3. P. 109–123. DOI: <http://doi.org/10.31084/2619-0087/2018-3-8>.

## Введение

Апатит является широко распространенным акцессорным минералом в различных по составу магматических породах. В зависимости от состава флюидной фазы и условий кристаллизации он способен концентрировать летучие компоненты (Cl, F, SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O), обуславливающие миграцию и отложение рудных элементов магматической системы [Бушляков, 1989; Kullerud, 1995; Холоднов, Бушляков, 2002]. Именно поэтому апатит является ценным минералом-индикатором флюидного режима и потенциальной рудоносности магматизма. Особенно информативен апатит для основных пород, не содержащих амфибол и биотит.

В габброидах позднего девона – раннего карбона Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ) апатит является сквозным минералом-акцессорием, представленным ранне- и позднемагматической генерациями. Рудогенерирующий потенциал этих габброидов во многом не изучен. Между тем эти комплексы формировались в эпоху значительного геодинамического перестроения Южного Урала, которое связывается с аккреционно-коллизионными процессами [Салихов, 1997; Пучков, 2000; Косарев и др., 2006]. Таким образом, изучение петрологических и минералого-геохимических характеристик этих габброидных комплексов а также их металлогенической специализации имеет большое значение для понимания особенностей магматических процессов, проявляющихся синхронно с аккреционно-коллизионным этапом развития земной коры.

По комплексу признаков позднедевонско-раннекаменноугольные габброидные ассоциации ЗМЗ были объединены в четыре интрузивных комплекса, структурное положение и вещественный состав которых отражают две стадии аккреционно-коллизионного геодинамического этапа развития Магнитогорской мегазоны Южного Урала [Рахимов, 2017]. Это габбронорит-диоритовые наурузовский и файзуллинский комплексы ранней стадии и габбро-диоритовые утыкташский и басаевский комплексы поздней стадии. Эти две группы базитовых комплексов отличаются морфологическими, петролого-геохимическими и минералогическими особенностями, что свидетельствует о динамической эволюции литосферы Южного Урала в указанный период времени. Одним из важных отличий между ними является галогенно-серный состав акцессорных апатитов, отражающий состав флю-

идной фазы и определяющий металлогенический потенциал магматизма.

## Методы исследований

Петрографическое описание пород, в том числе минераграфическое описание апатита проводилось И.Р. Рахимовым с помощью оптического микроскопа Axioskop 40 (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа). Изучение химического состава апатитов производилось в полированных пластинках на электронно-зондовом микроанализаторе SX-100 (CAMECA) с ЭДС Oxford Instruments в ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург (аналитик Д.А. Замятин).

## Геологическая характеристика габброидных комплексов

Габброидные комплексы позднего девона – раннего карбона распространены в ЗМЗ в виде узкого и протяженного плутонического пояса, при этом ареалы развития некоторых комплексов перекрываются (рис. 1).

*Наурузовский* и *файзуллинский* комплексы по геологическим и минералого-петрографическим особенностям пород являются близкими аналогами. Интрузивы представлены конформными телами субмеридионального простирания, сложенными среднезернистыми габброноритами и габбродиоритами с габбровой и офитовой структурой. Габброиды наурузовского комплекса развиты в северной части ЗМЗ вдоль границы Верхнеуральской синклинали и Ирэндякского антиклинория — Байрамгуловского разлома надвигового типа. Морфологически они представлены лакколито- и силлоподобными телами протяженностью до 5 км и мощностью около 100–150 м. Файзуллинский комплекс развит в 150 км к югу — в пределах Таналыкской антиклинали. Интрузивы имеют вид гарполитов и лакколитов и приурочены в основном к Западно-Сибайскому разлому надвигового типа. Вмещающими породами большинства интрузий наурузовского и файзуллинского комплексов являются кремнистые сланцы ярлыкаповской толщи (D<sub>2</sub>ef) и туфогенные образования улутауской свиты (D<sub>2-3</sub>zv–f). Реже габброиды отмечаются среди кремнистых сланцев мукасовской свиты (D<sub>3</sub>f) или туфогенных песчаников бугодакской свиты (D<sub>3</sub>f–fm), и в связи с этим время их внедрения предположительно датируется фаменским веком позднего девона.

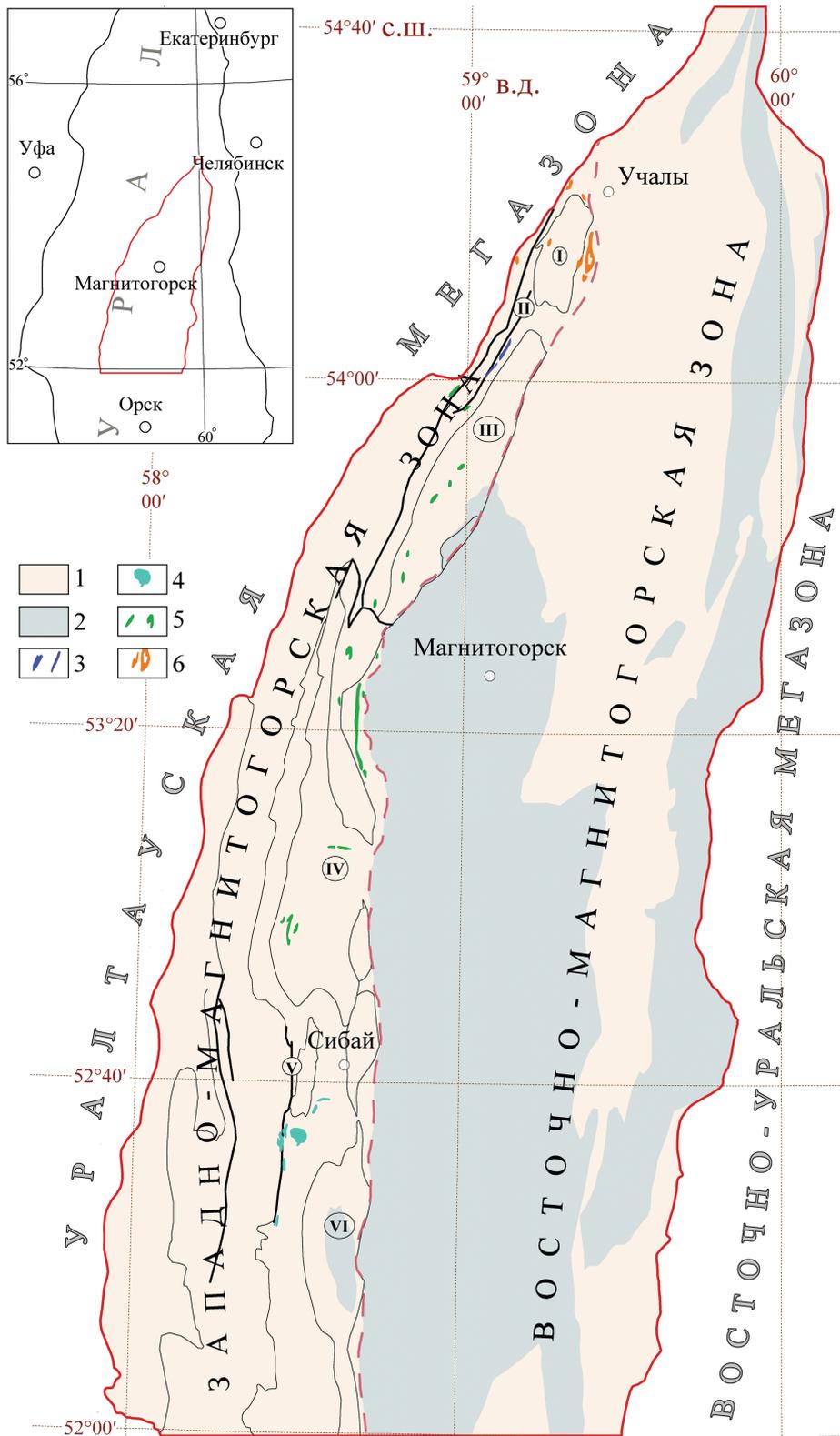


Рис. 1. Геологическая схема расположения позднедевонско-карбовных интрузий Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала

Fig. 1. Geological scheme of Late Devonian – Early Carboniferous intrusions of Western Magnitogorsk Zone of the Southern Urals

*Условные обозначения к рис. 1:* 1 — вулканогенно-осадочные комплексы островодужного генезиса (S–D); 2 — вулканогенно-осадочные комплексы постостроводужного генезиса (C); 3–6 — интрузивные тела комплексов: 3 — наурузовского, 4 — файзуллинского, 5 — басаевского, 6 — утлыкташского. *Римскими цифрами обозначены:* I — Имангуловская синклиналь, II — Байрамгуловский разлом, III — Верхнеуральская синклиналь, IV — Худолозовская синклиналь, V — Западно-Сибайский разлом, VI — Уртазымская синклиналь.

*Legend to fig. 1:* 1 — volcanogenic-sedimentary complexes of island-arc genesis (S–D); 2 — volcanogenic-sedimentary complexes of post-island-arc genesis (C); 3–6 — intrusive bodies of the complexes: 3 — Nauruz, 4 — Fayzullino, 5 — Basaev, 6 — Utlyktash. *By Romanian numerals are noted:* I — Imangulovo syncline, II — Bayramgulovo fault, III — Verkhneural'sk syncline, IV — Khudolaz syncline, V — West-Sibay fault, VI — Urtazym syncline.

**Утлыкташский и басаевский** комплексы по ряду геологических и петрохимических критериев также близки между собой. Первый из них развит вблизи границ Имангуловской мульды на севере ЗМЗ. Конформные тела субмеридионального простирания приурочены к Восточно-Утлыкташскому разлому, остальные связаны с северо-западной границей синклинали. Породы представлены среднезернистыми габбро, габбродиоритами и диоритами с закономерной изменяющейся структурой от габбровой до офитовой. Вмещающими породами являются кремнистые сланцы мукасовской свиты и терригенные отложения зилаирской свиты ( $D_3fm-C_1t_1$ ). Басаевский комплекс образует протяженный пояс, распространенный в пределах Худолозовской мульды, Юлдашевской антиклинали и Верхнеуральской синклинали. Морфологически интрузивы представляют собой силлы и крупные дайки, тесно связанные как с процессом формирования системы синклиналей и антиклиналей в ЗМЗ, так и с последующей фазой проявления разрывной тектоники. Простирание тел в основном субмеридиональное, но нередко встречаются и субширотные интрузивы. Они сложены рогово-обманковыми долеритами и мелкозернистыми диоритами. Интрузии басаевского комплекса внедрены в терригенные образования франско-фаменского возраста (нерасчлененные толщи) и породы зилаирской свиты.

### **Петрографическая и минералогическая характеристика пород. Морфология апатита**

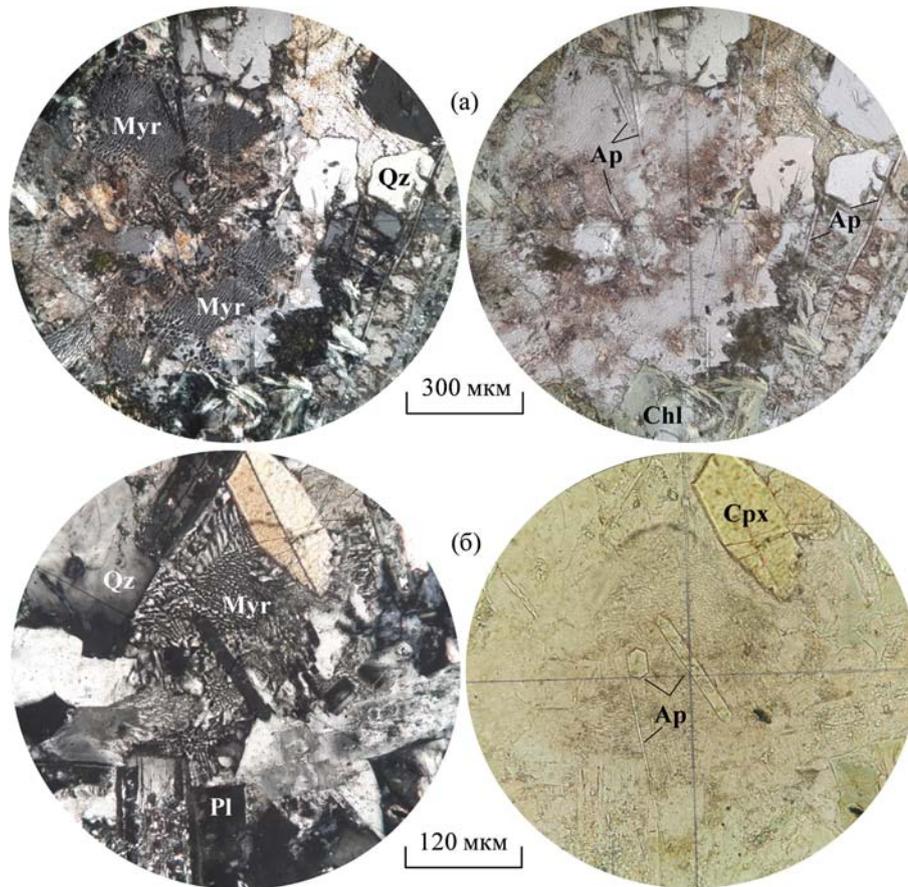
Главными минералами пород наурузовского и файзуллинского комплексов являются ромбический пироксен (до 50 об. %), плагиоклаз (40–80%) и моноклинный пироксен (до 20%). Ортопироксен образует призматические кристаллы размером до 2–4 мм, в разной степени подверженные серпентинизации. По составу он соответствует железистому энстатиту ( $Wo_{4.0-4.4}En_{57.1-69}Fs_{38.5-27}$ ). Плагиоклаз представлен таблитчатыми кристаллами, варьирующими по размерам от 0.1–0.5 до 2–5 мм. Его состав изменяется от битовнита ( $An_{78}$ )

в габброноритах до андезина ( $An_{42}$ ) в диоритах. В большинстве изученных образцов плагиоклаз сосюритизирован. Клинопироксен образует обычно мелкие гипидиоморфные кристаллы, состав которых соответствует авгиту ( $Wo_{40-43.8}En_{40-44.86}Fs_{11.36-20}$ ). Второстепенным минералом является титаномагнетит (до 15%). Среди аксессуарных минералов встречается халькопирит.

Апатит во всех типах пород наурузовского и файзуллинского комплексов распространен довольно равномерно, и в среднем составляет 1–2%. В изученных образцах апатит имеет магматическое происхождение, на что указывают следующие критерии: 1) форма кристаллов обычно игольчатая и шестоватая; 2) захват его кристаллов породообразующими минералами (плагиоклазом, пироксеном), в том числе свежими неизмененными; 3) помутнение, резорбированность и деформированность кристаллов, находящихся в окружении постмагматических минералов (хлорита, эпидота, кварца, актинолита).

Основная часть кристаллов апатита концентрируется в породах в виде небольших кучных скоплений, объединяющих от 3 до 10–15 шестоватых или игольчатых кристаллов внутри мирмекитовых образований (рис. 2а). В таких обособлениях апатит часто имеет идеальную кристаллографическую форму (рис. 2б). Само наличие мирмекита в породах основного состава — довольно редкое явление и носит название «известкового мирмекита» [Ефимов и др., 2010]. В длину кристаллы апатита достигают 1.15 мм при толщине обычно не более 0.03 мм. Нередко апатит тесно связан с индивидами плагиоклаза, образуя проникающие кристаллы в таблитчатые зерна последнего, либо ориентируясь вдоль граней плагиоклазовых кристаллов.

Часто кристаллы апатита встречаются в окружении агрегатов постмагматических минералов — хлорита, кварца, альбита. В такой ассоциации зерна апатита часто характеризуются дефектами граней (резорбированностью) и трещиноватостью. При микроскопическом изучении в одном из таких участков замещения плагиоклаза альбитом и кварцем был обнаружен кристалл апатита, наполовину



**Рис. 2. Кристаллы апатита в мирмеките габброноритов наурузовского (а) и фэйзуллинского (б) комплексов. Изображения в проходящем свете с анализатором и без анализатора**

*Примечания:* Ap — апатит, Myr — мирмекит, Qz — кварц, Pl — плагиоклаз, Cpx — клинопироксен, Chl — хлорит.

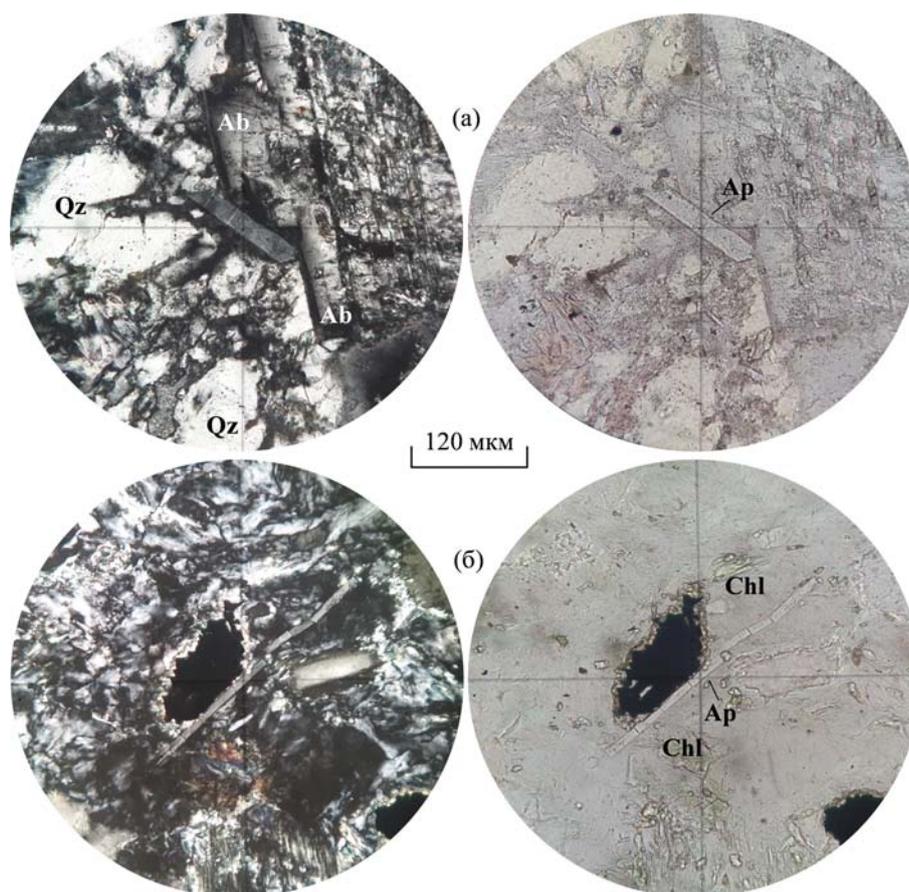
**Fig. 2. Crystals of apatite in the myrmekite in the gabbronorites of Nauruz (a) and Fayzullino (б) complexes. Images in the passing light with analyzer and without analyzer**

*Notes:* Ap — apatite, Myr — myrmekite, Qz — quartz, Pl — plagioclase, Cpx — clinopyroxene, Chl — chlorite.

разрушенный, а сохранившаяся часть очерчена опалитовой каемкой (рис. 3а). В окружении агрегатов хлорита кристаллы апатита рассечены широкими трещинами и также частично разрушены. Трещиноватые кристаллы апатита, находящиеся в хлоритовом матриксе, бывают подвергнуты изгибу и блочному разрыву с отрывом фрагментов единого кристалла друг от друга (рис. 3б). Это явление связывается с увеличением объема замещаемого вещества при образовании хлорита.

Породы басаевского комплекса отличаются наиболее мелкозернистым строением среди всех упоминаемых в данной работе комплексов. Главным минералом пород является плагиоклаз, количество которого варьирует в пределах 45–75 об. %. Его состав изменяется от  $An_{62}$  до  $An_{37}$ . Чаще всего он преобразован постмагматическими процессами.

Зерна плагиоклаза имеют таблитчатую форму и достигают 4 мм в длину в субщелочных разностях пород, но обычно — 0.2–0.5 мм. Амфибол является вторым по распространенности первично магматическим минералом (5–30%) и по химическому составу соответствует чермакиту и магнезиальной роговой обманке. Чаще всего амфибол представлен гипидиоморфными зернами размером 0.1–0.5 мм. По нему развиваются хлорит, антигорит, актинолит, растущие по трещинам или в краевых частях зерен. Клинопироксен в породах басаевского комплекса является второстепенным минералом (1–15%). Его состав отвечает эндиопсиду ( $Wo_{41.37-47.58}En_{42.04-46.23}Fs_{8.29-10.38}$ ). Пироксен обычно образует мелкие (0.1–0.3 мм) гипидиоморфные кристаллы, частично или полностью замещенные хлоритом или эпидотом. В субщелочных разностях



**Рис. 3. Кристаллы апатита в альбит-кварцевом (а) и в хлоритовом (б) матриксе, файзуллинский комплекс. Изображения в проходящем свете с анализатором и без анализатора**

*Примечания:* Ab — альбит, остальные обозначения см. на рис. 2.

**Fig. 3. Crystals of apatite in the albite-quartz (a) and chlorite (б) matrix, Fayzullino complex. Images in the passing light with analyzer and without analyzer**

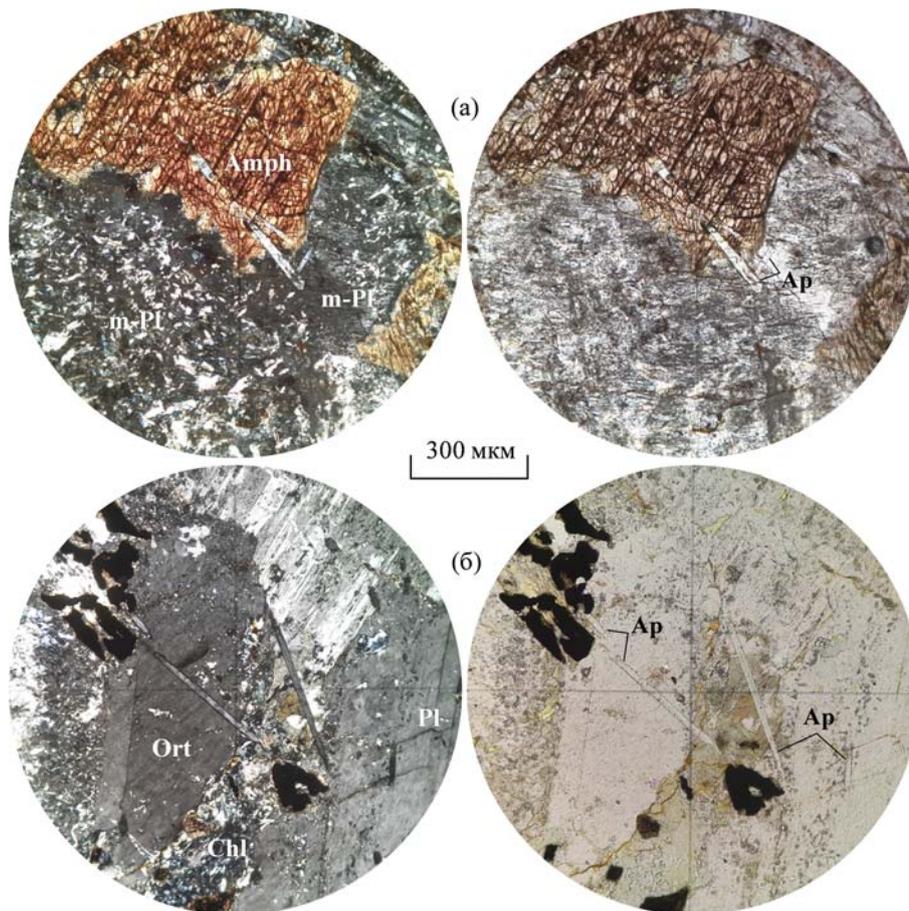
*Notes:* Ab — albite, other notes see at the fig. 2.

пород встречается калий-натриевый полевой шпат (до 20 об. %) в виде неправильных изометричных зерен размером до 1–2 мм. Среди аксессуарных минералов наиболее распространены титаномагнетит (1–5%), ильменит (1–5%), пирит (0–7%), апатит (до 4%).

Формирование апатита связано с ранне- и позднемагматическими процессами, ответственными за распад титаномагнетита и частичное замещение плагиоклаза. Скопления шестоватых кристаллов апатита развиты внутри крупных зерен плагиоклаза и амфибола. На рис. 4а показан кристалл апатита, захваченный ксеноморфным кристаллом амфибола. Внутри интенсивно серицитизированных и пелитизированных кристаллов плагиоклаза апатит бывает помутненным. В субщелочных разновидностях пород басаевского комплекса количество апатита

наиболее велико — до 4%. В таких породах апатит образует остrokонечные кристаллы, «пронизывающие» ксеноморфные зерна ортоклаза (рис. 4б). В зонах развития хлоритовых агрегатов кристаллы апатита резорбированы, а по трещинам отрыва сформированы продукты окисления железа.

Породы утыкташского комплекса по минеральному составу заметно отличаются от габброидов басаевского комплекса. Их состав определяют два главных минерала — плагиоклаз (60–80%) и моноклинный пироксен (3–30%). Плагиоклаз во всех изученных образцах оказался полностью альбитизированным, а его первично магматический состав, скорее всего, соответствовал лабрадору. Кристаллы отличаются ясным идиоморфизмом, особенно в диоритовых разновидностях, а их размеры достигают 1–4 мм. Пироксен



**Рис. 4.** Кристаллы апатита в плагиоклаз-амфиболовом (а) и плагиоклаз-хлорит-ортоклазовом (б) матриксе, басаевский комплекс. Изображения в проходящем свете с анализатором и без анализатора

*Примечания:* Amph — амфибол, m-Pl — метаморфизованный плагиоклаз, Ort — ортоклаз, остальные обозначения см. на рис. 2 и 3.

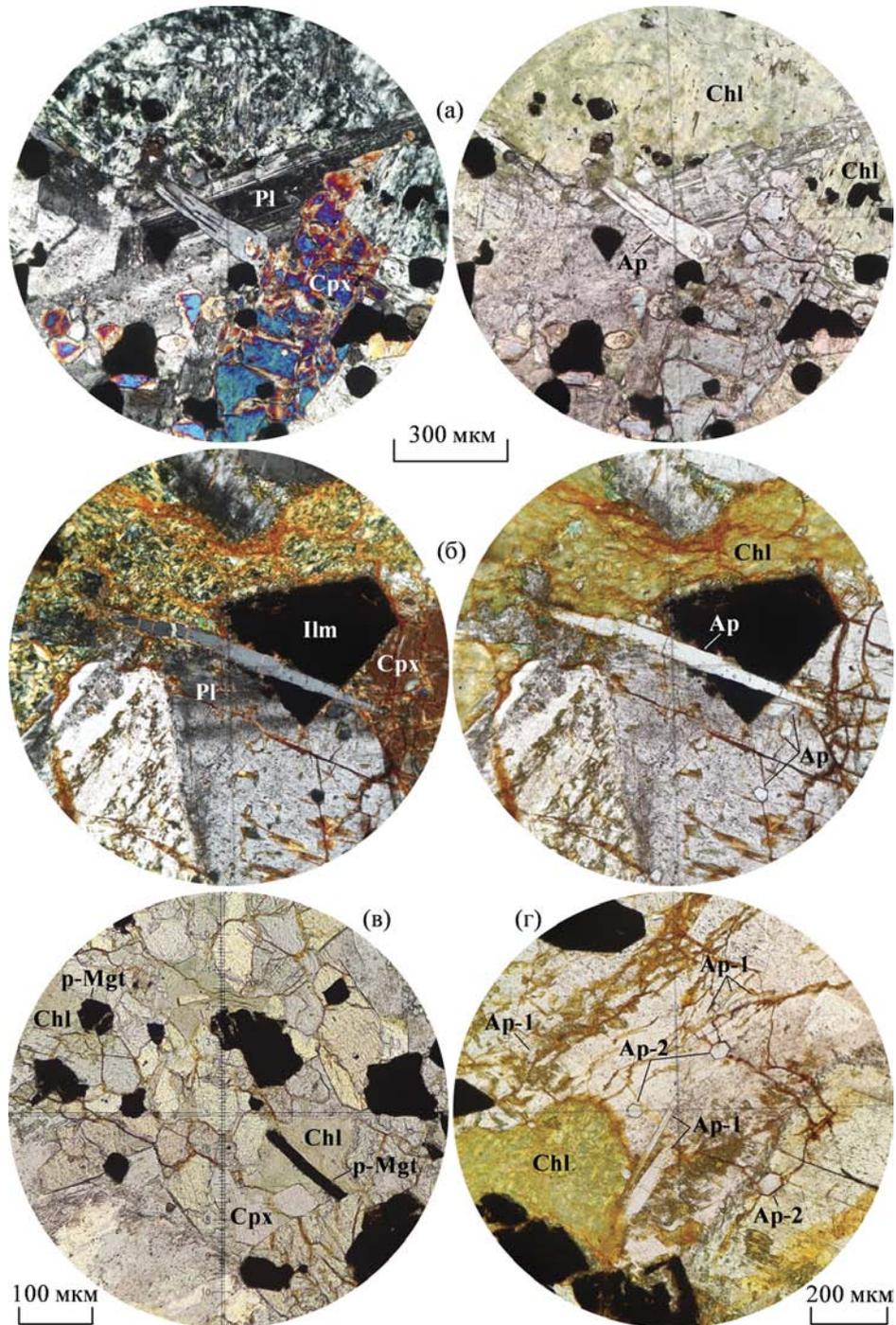
**Fig. 4.** Crystals of apatite in the plagioclase-amphibole (a) and plagioclase-chlorite-orthoclase (b) matrix, Basaev complex. Images in the passing light with analyzer and without analyzer

*Notes:* Amph — amphibole, m-Pl — metamorphosed plagioclase, Ort — orthoclase, other notes see on the figs. 2 and 3.

представлен призматическими кристаллами размером 0.2–1 мм. Состав пироксена отвечает авгиту ( $Wo_{42.28-47.44}En_{37.03-44.47}Fs_{9.99-25.64}$ ). Третьим по распространенности минералом в породах является ильменит, количество которого в габбро достигает 15%. В породах утлыкташского комплекса ильменит отличается ясным идиоморфизмом и довольно крупными размерами зерен (до 1.5 мм).

Апатит в породах утлыкташского комплекса также является наиболее характерным акцессорным минералом, его количество достигает 3–3.5%. Обнаруженные в шлифах кристаллы апатита имеют шестоватую или длиннопризматическую форму и находятся обычно в виде скоплений-включений внутри крупных таблитчатых зерен плагиоклаза, либо располагаются в границах зерен плагиокла-

за и моноклинного пироксена. Наиболее крупные кристаллы апатита достигают длины 0.75 мм. Большинство изученных кристаллов, судя по их минераграфическим характеристикам, имеют магматическое происхождение. Помимо тонких идиоморфных кристаллов встречаются широкопризматические зерна, включающие относительно крупные фрагменты породообразующих минералов (рис. 5а), что указывает на раннемагматическое происхождение апатита. В интенсивно хлоритизированном габбро был обнаружен идиоморфный шестоватый кристалл апатита, «пересекающий» кристалл ильменита и участки зерен пироксена и плагиоклаза, а та часть, что находится в хлоритовой матриксе, подвергнута дроблению со смещением фрагментов (рис. 5б).



**Рис. 5.** Фотографии шлифов габброидов утыкташского комплекса: (а) кристалл апатита с захватом пироксена (с анализатором/ без анализатора), (б) кристалл апатита, раздробленный в хлоритовом матриксе (с анализатором/без анализатора), (в) вторичные хлорит-магнетитовые ассоциации (без анализатора), (г) две генерации (?) апатита (без анализатора)

*Примечания:* Ilm — ильменит, p-Mgt — предполагаемые псевдоморфозы магнетита, Ap-1 — апатит первой генерации, Ap-2 — апатит второй генерации, остальные обозначения см. на рис. 2.

**Fig. 5.** Photos of microsections of the Utlyktash complex's gabbroids: (a) crystal of apatite holding pyroxene (with analyzer and without analyzer), (б) crystal of apatite was crushed in the chlorite matrix (with analyzer and without analyzer), (в) secondary chlorite-magnetite associations (without analyzer), (г) two generations (?) of apatite (without analyzer)

*Notes:* Ilm — ilmenite, p-Mgt — assumed pseudomorphose of magnetite, Ap-1 — first generation apatite, Ap-2 — second generation apatite, other notes see on the fig. 2.

В изученных образцах пород утлыкташского комплекса большое место имели процессы постмагматического образования минералов железа. Встречаются два типа таких минеральных ассоциаций: 1) развитие идиоморфных зерен магнетита и 2) трещинно-жильное формирование гидроксидов железа. Первый тип мог реализовываться при хлоритизации пироксена (замещение железа магнием) и лейкоксенизации ильменита и титаномагнетита с последующим выделением вторичного магнетита. Примером этого могут служить новообразованные магнетит-хлоритовые ассоциации с длиннопризматическими кристаллами магнетита (рис. 5в). Примечательно, что в этой породе практически нет апатита, а ильменит полностью замещен кварцем и титанитом. Второй тип выражен в большинстве изученных образцов и мог быть связан с внешними источниками ожелезнения. Формирование сети мелких извилистых трещин, заполнившихся продуктами окисления железосодержащих минералов, затронуло все породообразующие минералы, а также магматический апатит. Кристаллы апатита в таких породах пронизаны трещинами, содержащими гидроокислы железа. На рис. 5г показан один из фрагментов породы с кристаллами апатитов разного сечения. Продольно срезанные шлифом кристаллы апатита разбиты трещинами, заполненными жилами гидроксидов железа, тогда как поперечно срезанные зерна апатита, ориентированные, в том числе, по тем же трещинам, не несут следов трещиноватости. Данное явление пока не нашло конкретной генетической интерпретации, но предполагаются два варианта: либо вторая группа кристаллов апатита не повреждена трещинами ожелезнения ввиду механических особенностей деформации породы (трещины развивались вдоль граней кристаллов), либо их образование синхронно с формированием тре-

щин ожелезнения, т.е. они имеют постмагматическое происхождение.

### Петрогеохимическая характеристика пород

Породы наурузовского и фйзуллинского комплексов по химическому составу отвечают пониженнотитанистым ( $TiO_2 \sim 1.1$  мас. %) и нормальнощелочным габбро (рис. 6) с калий-натровым типом щелочности ( $Na_2O/K_2O \sim 3$ ), в то время как габброиды утлыкташского и басаевского комплексов являются умеренно- и высокотитанистыми ( $TiO_2$  1–2.5%), относясь к базитам с повышенной щелочностью при  $Na_2O/K_2O > 4$ . Содержание MgO в породах всех комплексов сопоставимо, но индекс глиноземистости  $Al\# = Al_2O_3 / (FeO_1 + MgO)$  в первой группе комплексов низкий ( $< 1$ ), а во второй — высокий ( $> 1$ ). По общей железистости эти две группы комплексов сопоставимы ( $FeO_1$  ( $FeO + Fe_2O_3$ ) в среднем около 13%) и незначительно отличаются содержаниями  $P_2O_5$  (0.18–0.24 в первой группе габброидов, 0.3–0.4 — во второй).

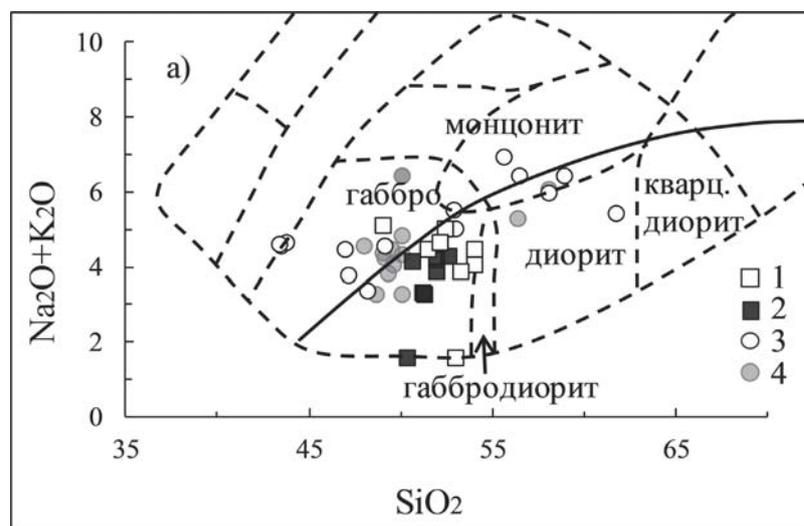
Габброиды первой группы характеризуются повышенными концентрациями ряда крупноионных литофильных элементов, таких как Cs, Rb, Ba (в 30–100 раз превышают кларки примитивной мантии), но при этом уровни накопления высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, Y, редкоземельные элементы) в них относительно низкие [Рахимов, 2017]. Породы второй группы комплексов также обогащены крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba, Sr), но отличаются повышенными содержаниями — в 2–4 раза — высокозарядных микроэлементов (Zr, Hf, редкоземельные

Рис. 6. Номенклатурная TAS-диаграмма [Wilson, 1989] для пород наурузовского (1), фйзуллинского (2), утлыкташского (3) и басаевского (4) комплексов

Примечания: сплошная линия разграничивает нормальнощелочные и умереннощелочные — щелочные породы.

Fig. 6. Nomenclature TAS diagram [Wilson, 1989] for rocks of Nauruz (1), Fayzullino (2), Utlyktash (3), Basaev (4) complexes

Notes: uninterrupted line separates normal-alkaline and subalkaline — alkaline rocks.



элементы) относительно базитов наурузовского и файзуллинского комплексов.

### Особенности химического состава апатитов

В изучаемых породах почти весь обнаруженный апатит имеет первично магматическое происхождение. Состав такого апатита отражает состав флюида, участвующего в кристаллиза-

ции пород. Летучие компоненты магмы в исследуемых породах главным образом входили в состав апатита и амфибола, однако последний в ощутимом количестве развит только в габброидах басаевского комплекса. Таким образом, именно апатит является главным индикаторным минералом флюидного режима для пород всех представленных комплексов. Химические составы апатитов представлены в таблице.

Таблица

Представительные анализы апатитов из габброидов  
позднего девона – раннего карбона ЗМЗ

Table

Representative analyzes of apatites from gabbroids  
of the Late Devonian – Early Carboniferous of the Western Magnitogorsk Zone

№№ пробы	№№ п/п	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	F	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cl	SO <sub>3</sub>	SrO	BaO	Total
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Д1-120	1	2.43	0.07	0.14	0.00	н.о.	53.15	0.02	2.08	40.81	0.21	0.02	0.06	0.00	98.99
	2	0.25	0.01	0.38	0.14	н.о.	54.19	0.02	2.28	42.12	0.80	0.05	0.06	0.00	100.29
	3	0.35	0.06	0.83	0.08	н.о.	54.04	0.02	2.61	41.97	0.82	0.03	0.17	0.10	101.08
	4	1.81	0.96	0.88	0.09	н.о.	52.03	0.05	2.16	41.08	0.84	0.01	0.07	0.06	100.05
	5	0.17	0.03	1.04	0.09	н.о.	54.45	0.01	2.76	42.09	0.86	0.00	0.11	0.00	101.59
	6	0.19	0.02	1.36	0.10	н.о.	54.19	0.00	2.86	41.59	0.69	0.03	0.09	0.20	101.34
	7	0.26	0.04	0.53	0.11	н.о.	54.44	0.05	2.45	41.91	0.81	0.02	0.12	0.00	100.73
	8	0.40	0.01	0.50	0.11	н.о.	54.20	0.01	2.93	42.41	0.79	0.00	0.11	0.08	101.55
	9	0.28	0.00	0.64	0.09	0.25	54.21	0.00	2.50	41.88	0.95	0.05	0.16	н.о.	101.02
	10	0.26	0.03	0.79	0.21	0.18	54.11	0.00	2.43	41.44	0.91	0.00	0.13	н.о.	100.49
	11	0.32	0.04	0.43	0.27	0.19	54.42	0.09	2.43	41.81	0.91	0.04	0.17	н.о.	101.11
	12	0.14	0.01	0.77	0.22	0.22	54.23	0.00	2.41	42.05	0.89	0.04	0.11	н.о.	101.10
Д2-13	13	0.19	0.00	0.39	0.00	0.13	54.19	0.03	2.82	40.60	1.08	0.02	0.09	н.о.	99.55
	14	0.18	0.01	0.34	0.10	0.12	54.38	0.02	2.79	40.85	1.12	0.02	0.07	н.о.	100.00
	15	0.16	0.00	0.48	0.02	0.13	54.48	0.00	2.51	41.35	1.07	0.00	0.03	н.о.	100.24
	16	0.14	0.01	0.39	0.18	0.14	54.70	0.00	2.77	40.97	1.04	0.07	0.04	н.о.	100.44
Д1-56	17	0.53	0.04	0.66	0.06	н.о.	53.42	0.08	1.97	40.91	0.41	0.15	0.04	0.00	98.26
	18	0.36	0.03	0.25	0.00	н.о.	53.84	0.04	1.66	41.19	0.52	0.15	0.01	0.10	98.15
	19	0.33	0.01	0.23	0.06	н.о.	54.05	0.04	1.42	41.18	0.50	0.13	0.10	0.00	98.05
	20	0.14	0.03	0.43	0.05	н.о.	54.15	0.01	1.43	41.20	0.49	0.02	0.09	0.00	98.04
Д1-59	21	0.20	0.05	0.13	0.20	н.о.	55.03	0.01	2.38	42.32	0.09	0.04	0.09	0.00	100.53
	22	0.07	0.02	0.31	0.04	н.о.	55.26	0.02	2.53	42.66	0.28	0.02	0.06	0.12	101.40
	23	0.31	0.01	0.29	0.07	н.о.	53.99	0.17	2.31	41.39	0.35	0.47	0.17	0.00	99.53
	24	0.38	0.06	0.22	0.25	н.о.	53.64	0.23	1.97	41.40	0.35	0.39	0.13	0.00	99.01
	25	0.79	0.19	3.00	0.04	н.о.	52.13	0.06	1.90	39.61	0.35	0.13	0.03	0.15	98.38
	26	0.23	0.01	0.29	0.11	н.о.	54.14	0.16	1.88	41.08	0.35	0.37	0.17	0.00	98.80
	27	0.21	0.01	0.44	0.09	н.о.	54.33	0.14	1.87	41.32	0.27	0.33	0.16	0.00	99.18
	28	0.23	0.00	0.55	0.13	н.о.	54.42	0.14	2.41	41.03	0.23	0.33	0.11	0.00	99.59
	29	0.26	0.02	0.33	0.13	н.о.	54.43	0.17	1.84	41.01	0.38	0.32	0.09	0.00	98.97

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Д1-72	30	0.22	0.00	0.51	0.09	0.20	54.51	0.08	1.51	41.78	0.16	0.01	0.07	н.о.	99.14
	31	0.56	0.01	0.32	0.00	0.16	54.28	0.02	1.32	41.22	0.14	0.02	0.03	н.о.	98.09
	32	0.30	0.00	0.47	0.04	0.26	54.70	0.01	1.79	41.98	0.10	0.00	0.12	н.о.	99.78
	33	0.13	0.02	0.32	0.15	0.19	54.97	0.06	1.52	42.10	0.16	0.00	0.09	н.о.	99.71
	34	0.22	0.04	0.32	0.19	0.17	54.77	0.07	1.48	42.15	0.12	0.00	0.07	н.о.	99.59
	35	0.26	0.00	0.45	0.17	0.17	54.93	0.00	1.79	42.10	0.11	0.04	0.01	н.о.	100.04
Д1-11	36	0.19	0.00	0.65	0.14	н.о.	54.67	0.00	2.67	42.07	0.28	0.00	0.12	0.13	100.92
	37	0.24	0.00	0.31	0.06	н.о.	54.76	0.01	2.25	41.63	0.31	0.01	0.08	0.07	99.71
	38	0.14	0.00	0.88	0.05	н.о.	54.67	0.00	2.82	42.45	0.30	0.03	0.08	0.10	101.51
	39	0.19	0.00	0.76	0.13	н.о.	54.44	0.02	3.11	41.52	0.29	0.00	0.09	0.17	100.73
	40	0.30	0.01	0.48	0.18	н.о.	53.98	0.02	2.34	40.99	0.28	0.01	0.07	0.00	98.67
	41	0.22	0.00	0.47	0.12	н.о.	54.14	0.02	2.32	40.88	0.34	0.02	0.09	0.25	98.88
	42	0.15	0.00	0.61	0.08	н.о.	54.34	0.00	2.90	41.59	0.28	0.01	0.09	0.00	100.05
Д1-12	43	0.11	0.00	0.38	0.06	0.25	54.52	0.02	2.76	41.27	0.39	0.03	0.10	н.о.	99.89
	45	0.19	0.02	0.41	0.06	0.20	54.83	0.00	2.86	41.09	0.58	0.04	0.11	н.о.	100.38
	46	0.16	0.00	0.26	0.11	0.31	54.28	0.00	2.92	39.52	0.62	0.02	0.11	н.о.	98.30
	47	0.23	0.00	0.41	0.11	0.17	54.60	0.10	2.81	41.30	0.54	0.02	0.04	н.о.	100.34
	48	0.13	0.00	0.25	0.04	0.27	54.64	0.03	2.63	41.41	0.66	0.01	0.10	н.о.	100.16

Примечания: 1–12 — фэйзуллинский комплекс (Бахтигареевский лакколлит), 13–16 — наурузовский комплекс (Наурузовский лакколито-силл), 17–35 — басаевский комплекс (17–29 — Северо-Бускунский силл и 30–35 — силл Маха), 36–48 — утыкташский комплекс (Утыкташский лополит); н.о. — компонент не определялся.

Notes: 1–12 — Fayzullino complex (Bakhtigareevo laccolith), 13–16 — Nauruz complex (Nauruz laccolith-sill), 17–35 — Basaev complex (17–29 — Northern Buskun sill and 30–35 — Makha sill), 36–48 — Utlyktash complex (Utlyktash lopolite); н.о. — element not detected.

Типичными элементами-примесями в апатитах являются редкоземельные, щелочноземельные (Sr, Ba) и некоторые элементы, замещающие в структуре минерала позиции кальция. Апатиты изучаемых габброидов содержат низкое или умеренное количество стронция, характерное для нормальнощелочных пород. Наиболее высокое количество стронция отмечается в апатитах из пород фэйзуллинского комплекса (в среднем 0.11 мас. %), а наиболее низкое — в апатитах наурузовского комплекса (0.06%). В апатитах пород басаевского и утыкташского комплексов в среднем содержится одинаковое количество стронция (0.09%), но концентрации этого элемента в апатитах басаевского комплекса сильно варьируют (рис. 7а). Количество СаО в последних также меняется в значительных пределах — 52.1–55.3%. Содержание кальция в апатитах из пород наурузовского и утыкташского комплексов стабильно — 54–55%, а в фэйзуллинском комплексе несколько вариативно — 52–54.2%.

Сера в форме сульфат-иона (SO<sub>4</sub>)<sup>2-</sup> замещает группировку (PO<sub>4</sub>)<sup>2-</sup> в апатите [Перчук и др., 2015], а ее количественное значение в этом минерале является важнейшим индикатором накопления

сульфурфильных элементов в магматической породе [Бушляков, 1989]. В большинстве изучаемых апатитов сера содержится в малом количестве (SO<sub>3</sub> ≤ 0.05%). Лишь апатиты басаевского комплекса отличаются переменными повышенными концентрациями серы. На диаграмме P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — SO<sub>3</sub> (рис. 7б) они образуют две обособленные группы, характеризующиеся как низкие значения серы (SO<sub>3</sub> ≤ 0.04%, на уровне других комплексов), так и повышенные значения (SO<sub>3</sub> 0.13–0.47%) при определенной прямой корреляции с содержанием фосфора.

По содержанию фтора и хлора в апатитах представленные габброидные комплексы на диаграмме F — Cl образуют практически обособленные поля, но отчетливых корреляций в поведении этих элементов практически не наблюдается (рис. 8а). В процессе проникновения магмы во вмещающие породы происходит ее дегазация, при этом хлор выносится интенсивнее, чем фтор и поэтому количество последнего обычно выше [Холоднов, Бушляков, 2002]. Суммарно наибольшие содержания галогенов характерны для апатитов наурузовского и фэйзуллинского комплексов. Наиболее хлористые апатиты отмечаются в породах наурузовского комплекса (Cl 1–1.1%), чуть менее хлористыми

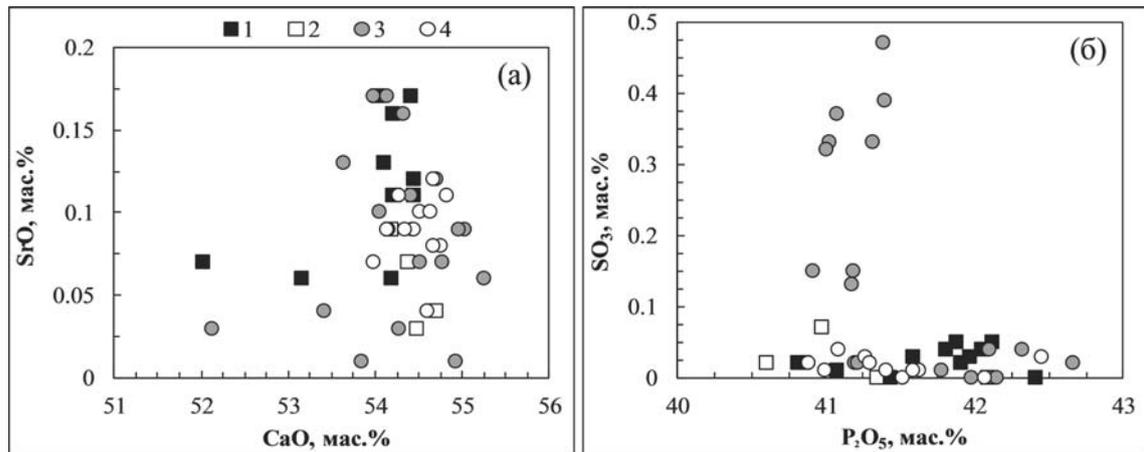


Рис. 7. Диаграммы CaO–SrO (а) и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>–SO<sub>3</sub> (б) для апатитов из габброидов позднего девона – раннего карбона ЗМЗ  
Примечания: 1 – фэйзуллинский комплекс, 2 – наурузовский комплекс, 3 – басаевский комплекс, 4 – утлыкташский комплекс.

Fig. 7. Diagrams CaO–SrO (a) and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>–SO<sub>3</sub> (б) for apatites from gabbroids of Late Devonian–Early Carboniferous of the Western Magnitogorsk Zone

Notes: 1 – Fayzullino complex, 2 – Nauruz complex, 3 – Basaev complex, 4 – Utlyktash complex.

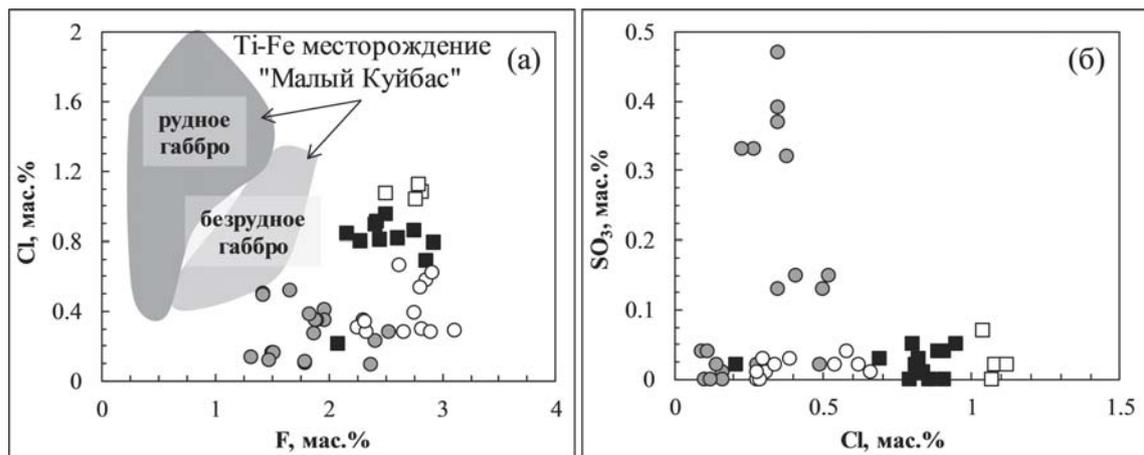


Рис. 8. Диаграммы F–Cl (а) и Cl–SO<sub>3</sub> (б) для апатитов из габброидов позднего девона – раннего карбона ЗМЗ

Примечания: условные обозначения см. на рис. 7; поля составов апатитов пород месторождения «Малый Куйбас» заимствованы из [Холоднов, Бушляков, 2002].

Fig. 8. Diagrams F–Cl (a) and Cl–SO<sub>3</sub> (б) for apatites from gabbroids of Late Devonian–Early Carboniferous of the Western Magnitogorsk Zone

Notes: the symbols see on the fig. 7; fields of compositions of apatite from rocks of “Malyi Kuibas” deposit taken from [Kholodnov, Bushlyakov, 2002].

являются апатиты фэйзуллинского комплекса (Cl 0.7–1%). Апатиты данных комплексов также обогащены и фтором (F 2.5–2.8% и F 2.1–2.9% соответственно). Наиболее вариативные и в целом пониженные концентрации галогенов характерны для апатитов басаевского комплекса (F 1.4–2.5%, Cl 0.1–0.5%). Апатиты утлыкташского комплекса обогащены фтором (2.3–3.1%) при умеренно пониженном содержании хлора (0.3–0.7%).

Совместно с галогенами в гидроксилсодержащих минералах для оценки рудогенерирующей роли флюида обычно рассматривается и сера. При этом особенно важны взаимоотношения хлора и серы, как основных агентов так называемого хлоридно-гидросульфидного рудообразующего процесса [Маракушев, 1975]. Относительно четкая корреляция содержаний серы и хлора может быть прослежена лишь для повышенносернистых апатитов

басаевского комплекса (рис. 8б), в которых наблюдается обратная корреляция этих компонентов (величина достоверности аппроксимации 0.36). При этом низкосернистые апатиты соответствуют и наименее хлористым.

### Обсуждение результатов и выводы

Среди всех изученных апатитов не было встречено таких по составу, которые могли бы четко характеризовать определенный флюидно-рудогенерирующий режим, поскольку не было обнаружено типично фтористых или хлористых (хлористо-сернистых) апатитов. Именно по таким апатитам возможно идентифицировать фторофильную или хлорофильную рудно-магматическую систему, характерную для месторождений редких, черных или цветных металлов. Как отмечалось выше, габброиды наурузовского, файзуллинского и утыкташского комплексов обогащены титаномагнетитом и ильменитом, но рудные минералы в них рассредоточены. Рудные элементы — аналоги железа обладают химическим родством к хлору, образуя с ним сложные комплексы в магматической системе [Холоднов, Бушляков, 2002]. Судя по составу апатитов, с габброидами исследуемых комплексов вряд ли может быть связано промышленное Ti-Fe оруденение. На диаграмме F—Cl (рис. 8а) нанесены поля состава апатитов безрудных и рудных пород титаномагнетитового месторождения Малый Куйбас. В сравнении с апатитами из пород данного месторождения апатиты из пород интрузивных комплек-

сов ЗМЗ отличаются существенно более фтористым составом и пониженной хлористостью.

Исходя из равенства F-Cl-S состава раннемагматического (игольчатого) и позднемагматического (призматического) апатита в породах файзуллинского комплекса следует, что состав флюида был относительно постоянен в течение всего процесса кристаллизации породы, поскольку других первичных минералов-концентраторов галогенов в этих породах не обнаружено. Происходит лишь постепенное накопление фтора (на 10–15 отн. %) в позднемагматических апатитах относительно раннемагматических, поскольку фтор накапливается в расплаве в ходе кристаллизации магм [Бушляков, 1989; Zhang et al., 2012].

Апатиты пород басаевского комплекса отличаются переменчивым химическим составом, причем не только в одном образце, но даже в пределах одного кристалла. На рис. 9 показаны изображения (режим обратно рассеянных электронов) с точками определения апатитов из хлоритизированных амфиболовых долеритов. В четырех зернах апатита на рис. 9а содержания галогенов варьируют в небольших пределах (F 1.42–1.97%, Cl 0.41–0.52%), однако количество серы в одном из зерен резко отличается (SO<sub>3</sub> 0.02% против 0.13–0.15% в остальных трех зернах). Аналогичное явление выражено и в другой пробе (рис. 9б), где в одном из кристаллов (точки 25 и 26) содержание серы изменяется более чем в два раза. Сульфидные минералы в этих образцах не обнаружены и резкий скачок в содержании серы в апатитах может быть

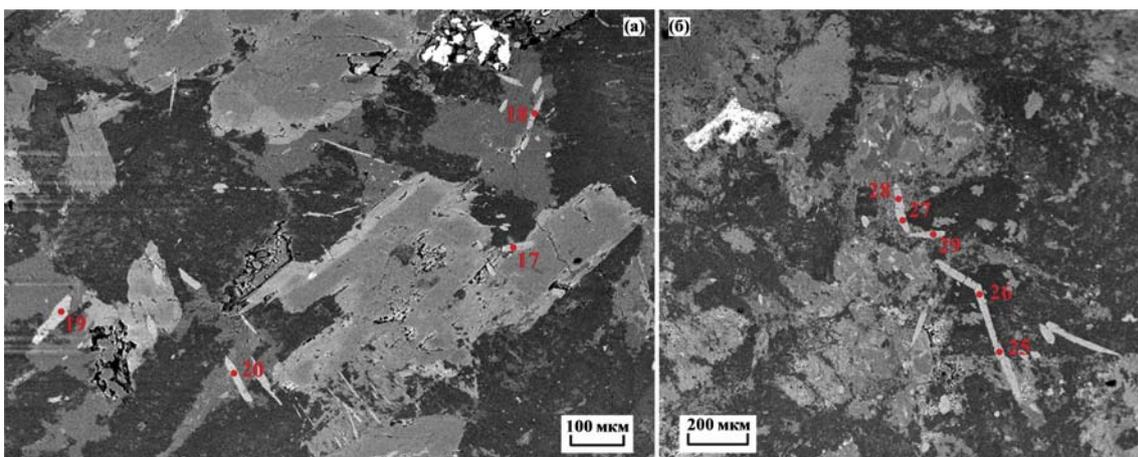


Рис. 9. BSE-изображения апатитов (с точками зондирования) в долеритах басаевского комплекса

Примечание: цифры соответствуют номерам анализов в таблице.

Fig. 9. BSE-images of apatites (with points of probing) in the dolerites of the Basaev complex

Note: numerals correspond to number of analyzes on the table.

связан с дополнительным привнесом этого элемента в расплав на определенном этапе кристаллизации из вмещающих пород. Имеются данные о росте концентрации серы в апатите при увеличении ее содержания в расплаве [Parat, Holtz, 2004]. Повышение концентрации серы в расплаве может обусловить накопление в нем некоторых сульфурфильных элементов (Au, Ag, Hg, Cu, Pb и др.), в том числе и в краевых частях интрузивного тела. На последнее обстоятельство, в частности, указывают горные выработки, расположенные вдоль контактов интрузий басаевского комплекса с вмещающими породами, которыми обрабатывались золотокварцевые руды [Куваевский и др., 1961ф].

Проведенные исследования показали, что акцессорные апатиты из габброидов позднего девона – раннего карбона Западно-Магнитогорской зоны представлены эвгедральными кристаллами ранне- и позднемагматического происхождения, содержание F и Cl в которых сигнализирует о слабом потенциале Ti-Fe рудоносности этих пород. Лишь некоторые из интрузий басаевского комплекса, в которых обнаружены апатиты с повышенным содержанием серы, потенциально могут нести небольшое золотоносное оруденение. Для четырех изученных габброидных комплексов по содержаниям фтора, хлора и серы можно выделить три группы апатитов: 1) высокофтористые с умеренно повышенным количеством хлора и незначительным количеством серы апатиты пород наурузовского и файзуллинского комплексов; 2) высокофтористые с умеренно пониженным количеством хлора и незначительным количеством серы апатиты утыкташского и частично басаевского комплексов; 3) пониженнофтористые и низкхлористые с повышенным количеством серы апатиты басаевского комплекса.

*Исследования выполнены в рамках государственного задания по теме № 0252-2017-0012 «Магматические системы в истории развития Южного Урала (геодинамические обстановки формирования и металлогеническая специализация)», а также в рамках темы № 0393-2018-0027 государственного задания ИГГ УрО РАН.*

#### Список литературы:

Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном петрогенезе: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – Свердловск, 1989. – 47 с.

Ефимов А.А., Флерова К.В., Маегов В.И. Первая находка известкового мирмекита (кварц-плагиоклазовых симплектитов) в уральских габбро // Докл. РАН. – 2010. – Т. 435, № 1. – С. 85–90.

Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. – 2006. – № 1. – С. 3–21.

Маракушев А.А. Термодинамическая основа образования парагенезисов химических элементов в процессах глубинного минералообразования // Очерк физико-химической петрологии. – 1975. – Вып. 5. – С. 121–125.

Перчук А.Л., Сафонов О.Г., Сазонова Л.В., Тихомиров П.Л., Плечов П.Ю., Шур М.Ю. Основы петрологии магматических и метаморфических процессов: Учебное пособие. – М.: Университетская книга, 2015. – 472 с.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Гилем, 2000. – 146 с.

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

Салихов Д.Н. Средне-позднепалеозойская коллизионная история развития Магнитогорского мегасинклинория: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – Екатеринбург, 1997. – 85 с.

Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. – Екатеринбург: УрО РАН, 2002. – 394 с.

Kullerud K. Chlorine, titanium and barium-rich biotites: factors controlling biotite composition and the implications for garnet-biotite geothermometry // Contributions of Mineralogy and Petrology. – 1995. – V. 120. – P. 42–59.

Parat F., Holtz F. Sulfur partitioning between apatite and melt and effect of sulfur on apatite solubility at oxidizing conditions // Contributions of Mineralogy and Petrology. – 2004. – V. 147. – P. 201–212.

Wilson M. Igneous petrogenesis. – Dordrecht: Springer, 1989. – 480 p.

Zhang C., Holtz F., Ma C., Wolff P.E., Li X. Tracing the evolution and distribution of F and Cl in plutonic systems from volatile-bearing minerals: a case study from the Liujiawa pluton (Dabie orogen, China) // Contributions of Mineralogy and Petrology. – 2012. – V. 164. – P. 859–879.

#### References:

Bushlyakov I.N. Galogeny v endogenom petrogenezise [Halogens in the endogenous petrogenesis]: Doc. geol. and min. sci. thes. Sverdlovsk: IGG UrO RAN, 1989. 47 p. (In Russian).

Efimov A.A., Flerova K.V., Maegov V.I. The first find of calcic myrmekite (quartz-plagioclase symplectites) in Uralian gabbro // Doklady Earth Sciences. – 2010. – T. 435, № 1. – P. 1450–1455.

Kholodnov V.V., Bushlyakov I.N. Galogeny v endogenom rudoobrazovanii [Halogens in endogenetic mineralization]. Ekaterinburg: UrO RAN, 2002. 394 p. (In Russian).

Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. Petrologo-geokhimicheskie osobennosti srednedevonsko-rannekamennougo'nykh ostrovoduzhnykh i kollizionnykh vulkanitov Magnitogorskoi zony v geodinamicheskom kontekste [Petrology-geochemical features of Middle Devonian-Early Carboniferous island-arc and collisional volcanites of the Magnitogorsk Zone

in the geodynamic context] // *Litosfera*. 2006. No. 1. P. 3–21 (In Russian).

*Kullerud K.* Chlorine, titanium and barium-rich biotites: factors controlling biotite composition and the implications for garnet-biotite geothermometry // *Contributions of Mineralogy and Petrology*. 1995. V. 120. P. 42–59.

*Marakushev A.A.* Termodinamicheskaya osnova obrazovaniya paragenезисов khimicheskikh elementov v protsessakh glubinnogo mineraloobrazovaniya [Thermodynamic basement of formation of chemical elements parageneses in the abyssal mineral formation processes] // *Oчерk fiziko-khimicheskoi petrologii*. 1975. Is. 5. P. 121–125 (In Russian).

*Parat F., Holtz F.* Sulfur partitioning between apatite and melt and effect of sulfur on apatite solubility at oxidizing conditions // *Contributions of Mineralogy and Petrology*. 2004. V. 147. P. 201–212.

*Perchuk A.L., Safonov O.G., Sazonova L.V., Tikhomirov P.L., Plechov P.Yu., Shur M.Yu.* Osnovy petrologii magmaticeskikh i metamorficheskikh protsessov: uchebnoe posobie [Bases of petrology of magmatic and metamorphic processes: tutorial]. M.: Universitetskaya kniga, 2015. 472 p. (In Russian).

*Puchkov V.N.* Paleogeodinamika Yuzhnogo i Srednego Urala [Paleogeodynamics of Southern and Middle Urals]. Ufa: Gilem, 2000. 146 p. (In Russian).

*Rakhimov I.R.* Geologiya, petrologiya i rudonosnost' pozdnedevonsko-karbonovogo intruzivnogo magmatizma Zapadno-Magnitogorskoi zony Yuzhnogo Urala [Geology, petrology and mineralization of Late Devonian-Carboniferous magmatism of Western Magnitogorsk Zone in the Southern Urals]: Cand. geol. and min. sci. dis. Ufa: IG UNC RAN, 2017. 181 p. (In Russian).

*Salikhov D.N.* Sredne-pozdnepaleozoiskaya kollizionnaya istoriya razvitiya Magnitogorskogo megasinklinoriya [Middle-Late Paleozoic collisional history of development of Magnitogorsk Megasyntorium]: Doc. geol. and min. sci. dis. Ekaterinburg, 1997. 85 p. (In Russian).

*Wilson M.* Igneous petrogenesis. Dordrecht: Springer, 1989. 480 p.

*Zhang C., Holtz F., Ma C., Wolff P.E., Li X.* Tracing the evolution and distribution of F and Cl in plutonic systems from volatile-bearing minerals: a case study from the Liujiawa pluton (Dabie orogen, China) // *Contributions of Mineralogy and Petrology*. 2012. V. 164. P. 859–879.

#### *Сведения об авторах:*

**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

**Холоднов Владимир Васильевич**, доктор геол.-мин. наук, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН), г. Екатеринбург. E-mail: holodnov@igg.uran.ru

**Салихов Делир Нурзадаевич**, доктор 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: magm@ufaras.ru

#### *About the authors:*

**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

**Kholodnov Vladimir Vasilievich**, Doctor of geological and mineralogical sciences, The Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (IGG UB RAS), Yekaterinburg. E-mail: holodnov@igg.uran.ru

**Salikhov Delir Nurzadaevich**, Doctor 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: magm@ufaras.ru