

УДК 552.13

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-416-435

Распределение хрома в минералах высокомагнезиальных пород, ассоциированных с гранитоидными массивами Урала

© 2019 г. С. В. Прибавкин, Г. А. Каллистов, Т. А. Осипова, И. А. Готтман, Е. А. Зинькова

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mail: pribavkin@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 01.11.2018 г., принята к печати 21.11.2018 г.

Объект исследований. Высокомагнезиальные породы, ассоциированные с гранитоидными массивами Урала, представлены габбродиоритами и их меланократовыми разновидностями (горнблендитами), диоритами, кварцевыми диоритами, сложенными порфирокристами амфибола, часто совместно с клинопироксеном и флогопитом в базе из кислого плагиоклаза с интерстициальными кварцем и калиевым полевым шпатом. Уникальной особенностью пород, помимо высокой магнезиальности, равной 0.5–0.8 ед., является экстремально высокое содержание хрома, достигающее 1200 г/т. **Методы.** Исследование состава высокомагнезиальных пород выполнено на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой ELAN 9000, электронно-зондовом микроанализаторе Самеса SX-100 и энергодисперсионной приставке INCA Energy 450 X-Max 80. Предел обнаружения Cr₂O₃ на микроанализаторе составляет 0.05, на ЭДС приставке – 0.2 мас. %. **Результаты.** Установлено различие в поведении хрома в двух главных минеральных ассоциациях, связанных с магматическими и постмагматическими процессами. Средняя концентрация оксида хрома в минералах ранней ассоциации по разным образцам составляет, мас. %: 0.10–0.50 – в клинопироксене, 0.29–0.68 – в амфиболе, 0.08–0.36 – во флогопите при их вариациях от 0.0 до 1.6. В состав поздней ассоциации входят минералы, представляющие собой продукты постмагматического преобразования пироксенов, глиноземистого амфибола в низкоглиноземистую магнезиальную роговую обманку, актинолит, титанит, эпидот, мусковит. Преобразование хромшпинелида на этой стадии сопровождалось обменными процессами с силикатами, в результате которых последние были обогащены хромом. Средняя концентрация оксида хрома в минералах ассоциации составляет, мас. %: 0.24–0.80 – в амфиболе, 1.38–3.08 – в эпидоте, 1.03 – в титаните, 3.5 – в мусковите. **Заключение.** Предполагается, что кристаллизация ранней ассоциации железомagneзиальных силикатов проходила из водных высокомагнезиальных расплавов. Последующее постмагматическое изменение таких силикатов привело к развитию фаз с близким, а иногда и более высоким содержанием хрома, что можно объяснить их взаимодействием с хромитом в условиях низкой окисленности флюида, недостаточной для образования магнетита.

Ключевые слова: высокомагнезиальные диориты, гранитоидные массивы, минеральные ассоциации, хромит, амфибол, пироксен, слюды, титанит, эпидот, распределение хрома

Geochemical behavior of chromium in minerals of high-Mg rocks, associated with granitoid massifs of the Urals

Sergei V. Pribavkin, Gennady A. Kallistov, Tatiana A. Osipova,
Irina A. Gottman, Elena A. Zin'kovaA.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterindurg, 620016 Russia,
e-mail: pribavkin@igg.uran.ru

Received 01.11.2018, accepted 21.11.2018

Subject. High-magnesia rocks associated with the granitoid massifs of the Urals are represented by gabbro-diorites and their melanocratic varieties (hornblendites), diorites, quartz diorites. These rocks are composed of amphibole porphyrocrysts, frequently combined with clinopyroxene and phlogopite, immersed in a basis of acid plagioclase with interstitial quartz and potassium feldspar. A unique feature of the rocks, in addition to high magnesia is 0.5–0.8 units. is an extremely high content of chromium, up to 1200 ppm. **Methods.** The study of the composition of high-magnesian rocks was performed on an ELAN 9000 inductively coupled plasma mass spectrometer, an SX-100 Cameca electron probe microanalyzer, and an energy dispersive device INCAEnergy 450 X-Max 80. The detection limit for Cr₂O₃ on the microanalyzer is 0.05, on the energy dispersive device – 0.2 wt %. **Results.** The difference in the chromium behavior in two main mineral associations related to magmatic and post-magmatic processes. The average concentrations of chromium oxide in minerals of magmatic

Для цитирования: Прибавкин С.В., Каллистов Г.А., Осипова Т.А., Готтман И.А., Зинькова Е.А. (2019) Распределение хрома в минералах высокомагнезиальных пород, ассоциированных с гранитоидными массивами Урала. *Литосфера*, 19(3), 416–435. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-416-435

For citation: Pribavkin S.V., Kallistov G.A., Osipova T.A., Gottman I.A., Zin'kova E.A. (2019) Geochemical behavior of chromium in minerals of high-Mg rocks, associated with granitoid massifs of the Urals. *Litosfera*, 19(3), 416–435. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-416-435

associations for different samples are, wt %: 0.10–0.50 in clinopyroxene, 0.29–0.68 in amphibole, 0.08–0.36 in phlogopite with variations from 0.0 to 1.6. The late association includes minerals representing the products of postmagmatic (hydrothermal) transformation of pyroxenes and alumina amphibole into low-alumina magnesia hornblende, actinolite, titanite, epidote, muscovite. The transformation of chromospinelide at this stage was accompanied by exchange processes with silicates, as a result of which the silicates were enriched with chromium. The average concentrations of chromium oxide in the minerals of the association are, wt %: 0.24–0.80 in amphibole, 1.38–3.08 in epidote, 1.03 in titanite, and 3.5 in muscovite. *Conclusion.* It is assumed that the crystallization of the early association of iron-magnesium silicates proceeded from aqueous high-magnesium melts. The posterior post-magmatic change of such silicates led to the development of phases with close and sometimes higher chromium content, which can be explained by their interaction with chromite under conditions of low fluid oxidation, which is insufficient for the formation of magnetite.

Keywords: high-Mg diorites, granitoid massifs, mineral associations, chromite, amphibole, pyroxene, micas, titanite, epidote, chromium distribution

Acknowledgements

Work is performed under the theme 0393-2016-0020 State task IGG UB RAS (No. state reg. AAAAH-A18-118052590029-6).

ВВЕДЕНИЕ

В орогенных поясах фанерозоя выделяется группа необычных пород основного-среднего состава, нормальной или повышенной (в более кремнекислых разностях) щелочности, ассоциированная с крупными гранитоидными ареалами, в которых образует изолированные тела, включения, краевые фации. Их главной петрографической особенностью является преобладание среди мафических минералов призматических кристаллов амфибола, погруженных в амфибол-кварц-полевошпатовый базис, что указывает на признаки высоководных магматитов. Они обладают высокими значениями индекса магнезиальности, концентрации Sr, Ni, иногда Sr, Ba, позволяющими отождествлять их с такими породами, как аппиниты, санукитоиды, адакиты, высокомагнезиальные андезиты [Tatsumi, Ishizaka, 1982; Hamidullah, 1987, 2007; Fowler, 1988; Stern et al., 1989; Rock, 1991; Pitcher, 1997; Bea et al., 1999, 2003; Atherton, Ghani, 2002; Castro et al., 2003; Tatsumi, Furukawa, 2003; Martin et al., 2005; Fowler et al., 2008; Ye et al., 2008; Molina et al., 2009, 2015; Scarrow et al., 2009a, б; Tiepolo et al., 2011; Murphy, 2013; и др.]. В отношении их происхождения рассматривается несколько гипотез, но все они исходят из того, что такие породы образуются в конвергентных обстановках из магм, часто аномально обогащенных водой. Кроме того, ряд исследователей предполагают существование связей между этими породами и гранитоидными батолитами, а также между временем их появления и прекращением субдукции [Fowler, 1988; Pitcher, 1997; Bea et al., 1999; Fowler et al., 2001, 2008; Atherton, Ghani, 2002; Castro et al., 2003; и др.]. На Урале подобным породам ранее не уделялось должного внимания, тогда как их выделение и изучение могут стать важным ключом к пониманию процессов мантийно-корового взаимодействия и вклада мантийной компоненты в генезис гранитоидов повышенной основности и формирования континентальной коры.

В этой статье рассматриваются вопросы распределения хрома в минералах высокомагнезиальных плутонических пород среднего состава, впервые обсуждается поведение хрома в минералах магматической и постмагматической стадий эволюции вещества пород, приводятся факторы, влияющие на распределение хрома между фазами.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

На Урале высокомагнезиальные диоритоиды обнаружены в составе гранитоидных массивов, входящих в состав Главной гранитной оси Урала. На Среднем Урале они встречены в гранодиорит-гранитных плутонах западной части Восточно-Уральской зоны (рис. 1а) и наиболее полно проявлены в Шабровском адамеллитовом массиве, где ранее были описаны как меланодиориты [Пушкарев, Осипова, 1993; Зинькова, Ферштатер, 1999; Прибавкин, 2000; Прибавкин, Пушкарев, 2011]. В этом массиве они слагают крупное тело размером 250 × 300 м, имеющее многофазное строение. В его составе преобладают габбродиориты и кварцевые диориты с секущими контактами между собой. Реже встречаются лейкократовые пегматоидные включения округлой формы и секущие прожилки пегматитов. Геологические контакты высокомагнезиальных пород с адамеллитами главной фазы массива не установлены, но отмечено пересечение дайками гранодиоритов и адамеллитов. Данные U-Pb (SHRIMP-II) исследования циркона кварцевых диоритов высокомагнезиальной серии и вмещающих адамеллитов составляют 305 ± 5 , 300 ± 4 млн лет, совпадая в пределах погрешности [Прибавкин, Пушкарев, 2011], что указывает на их тесную временную связь.

В составе Верхисетского батолита эти породы выявлены в поле гранодиоритов Северского плутона с возрастом 315–306 млн лет [Смирнов и др., 2014; Зинькова и др., 2017], где представлены флогопитовыми гортнблендитами, габбродиоритами,

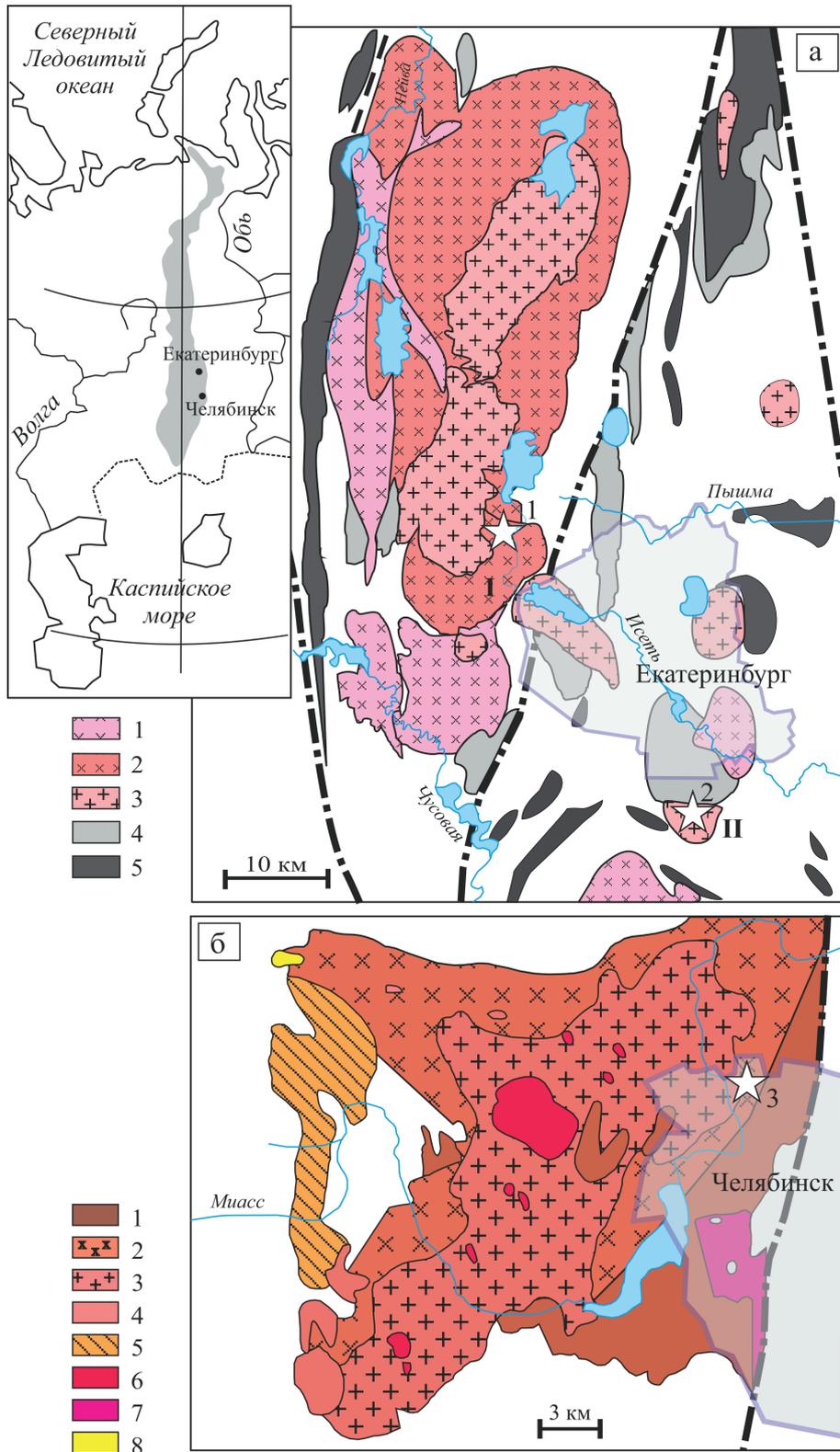


Рис. 1. Позиция высокомагнезиальных пород в гранитоидных массивах Урала: Верхисетском (1), Шабровском (2), Челябинском (3) (показаны звездочкой).

а – схема геологического строения западной части Восточно-Уральской зоны (составлена на основе государственных геологических карт масштаба 1 : 200 000). 1 – кварцевые диориты, тоналиты западно-верхисетского комплекса (D_{2-3}); 2 – гранодиориты, граниты верхисетского комплекса (C_{2-3}); 3 – граниты аятского комплекса (C_3); 4 – габбро балтымского комплекса (D); 5 – альпинотипные гипербазиты (O-S). Римскими цифрами обозначены отдельные плутоны: I – Северский, II – Шабровский.

б – схема геологического строения Челябинского батолита [Каллистов, 2011]. 1–4 – высококалиевая серия: 1 – кварцевые диориты (D_3-C_1), 2 – гранодиориты (D_3-C_1), 3 – граниты биотитовые (C_1), 4 – лейкограниты биотит-мусковитовые (C_1); 5 – умеренно-калиевая серия, граниты гнейсированные (C_{1-2}); 6, 7 – субщелочная серия: 6 – лейкограниты биотитовые флюоритсодержащие (P_1), 7 – лейкограниты биотитовые (P_2); 8 – лейкограниты гранат-мусковитовые (T_2).

Fig. 1. Star indicates high-Mg rocks positions in granitoid massifs of the Urals: Verkhisetsk (1), Shabry (2), Chelyabinsk (3).

а – geological map of the western part of East Uralian zone (according to the State geological maps 1 : 200 000). 1 – quartz diorites, Western Verkhisetsk complex tonalites (D_{2-3}); 2 – granodiorites, Verkhisetsk complex granites (C_{2-3}); 3 – Ayat' complex granites (C_3); 4 – Baltym complex gabbro (D); 5 – ophiolitic rocks (O–S). Roman numerals indicate separate plutones: I – Severskiy, II – Shabry. б – geological map of Chelyabinsk batholith [Kallistov, 2011]. 1–4 – high-K series: 1– quartz diorite (D_3-C_1), 2 – granodiorite (D_3-C_1), 3 – biotite granite (C_1), 4 – leucogranite (C_1); 5 – moderate-K series (gneised granite (C_{1-2})); 6, 7 – subalkaline series: 6 – biotite-fluorite-bearing leucogranite (P_1), 7 – biotite leucogranite (P_2); 8 – garnet-muscovite leucogranite (T_2).

кварцевыми диоритами. Возраст пород высокомагнезиальной серии на настоящий момент неизвестен.

На Южном Урале они установлены среди гранодиоритов ранней серии Челябинского батолита (рис. 1б). Слагаемая ими синплутоническая дайка габбродиоритового состава мощностью 3–4 м не имеет закаленных контактов и разделена по простиранию на отдельные фрагменты округлой и неправильной формы, что доказывает ее синплутоническую природу [Каллистов, Осипова, 2017]. Возраст гранодиоритов, вмещающих дайку, составляет 361 ± 4 млн лет [Каллистов, 2014].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследование состава пород выполнено в Центре коллективного пользования УрО РАН “Геоаналитик”. Химический анализ минералов получен на рентгеновском микроанализаторе SX-100 фирмы Самеса при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе электронного зонда 20 нА (аналитик А.В. Михеева), а также ЭДС-приставке INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, время набора спектра 30–60 с (аналитик И.А. Готтман). Предел обнаружения хрома 0.05 мас. % на микроанализаторе и 0.2 мас. % на ЭДС-приставке. Различия значений концентрации хрома в диапазоне 0.2–1.0 мас. %, анализируемых в одних и тех же зернах минералов на микрозонде и ЭДС-приставке, находятся в пределах ± 50 –20%. Микрофотографии в обратно-рассеянных электронах выполнены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6990LV фирмы Jeol. Химический состав пород получен на волновом спектрометре XRF 1800, а содержание FeO и потери при прокаливании определены методом мокрой химии (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, Г.С. Неупокоева, Г.А. Аввакумова).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Высокомагнезиальные породы обладают общими структурными и вещественными характеристиками.

Они имеют массивную текстуру и порфировидную структуру (рис. 2). В их модальном составе преобладают амфибол и плагиоклаз. В подчиненном количестве присутствуют флогопит, клинопироксен, калиевый полевой шпат и кварц. Важнейшей особенностью разностей пород основного состава является наличие двух форм выделений амфибола. Первая представлена крупными порфировидными короткопризматическими кристаллами размером 3–15 мм, содержащими лейсты флогопита. В настоящее время амфибол образует внешне хорошо оформленные кристаллы, обладающие в сечении пятнистой или лоскутной текстурой. Такие текстуры выражены в диффузном развитии поздних генераций амфибола вдоль трещин и фазовых границ раннего амфибола на постмагматическом этапе. Вторая форма выделений представлена мелкими (0.5–3.0 мм) идиоморфными зернами, не содержащими флогопита или содержащими его в незначительном количестве. Для пород среднего и кислого состава характерна вторая форма выделений амфибола, при этом флогопит может отсутствовать вовсе. Клинопироксен встречается во всех разновидностях, образуя зерна размером менее 0.5 мм, заключенные в амфиболе или салическом базисе. Обычно в меланократовых породах он замещен амфиболом (иногда псевдоморфно) и представлен лишь реликтами неправильной формы, тогда как в мезо- и лейкократовых – сохраняется в виде субидиоморфных зерен. Салический базис пород сложен агрегатом мелких гипидиоморфных зерен или крупных, размером до 20 мм, пойкилокристов кислого плагиоклаза, интерстициальное пространство между которыми выполнено кварцем и иногда решетчатым микроклином. Для пегматитовых прожилков и лейкократовых включений обычны микропегматитовые или гигантозернистые сростания кварца с полевым шпатом, содержащие небольшое количество темноцветов: клинопироксена, амфибола, флогопита. Акцессорные минералы представлены ортитом, эпидотом, апатитом, цирконом, хромитом, сульфидами Fe, Ni, титанитом. В качестве вторичных минералов встречаются актинолит, хлорит, титанит, рутил, мусковит, клиноцоизит, альбит.



Рис. 2. Меланократовые породы в составе гранитоидных массивов.

а – порфировидный габбродиорит (Ук-117), Шабровский массив; б – лейкократовые включения в кварцевом диорите (Ук-475), Шабровский массив; в – флогопитовый горнблендит (Пс-7), Верхисетский батолит; г – габбродиорит (Чл-484), Челябинский батолит.

Fig. 2. Melanocratic rocks image.

а – porphyritic gabbrodiorite (Ук-117), Shabry massif; б – leucocratic inclusions in the quartz diorite (Ук-475), Shabry massif; в – phlogopite hornblendites (Пс-7), Verkhisetsk batholith; г – gabbro-diorite (Чл-484), Chelyabinsk batholith.

На петрохимической диаграмме кремнезем – сумма щелочей высокомагнезиальные породы относятся к подотряду пород основного, среднего и кислого состава нормальной щелочности, располагаясь в полях габбро, габбродиоритов, диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранитов, лейкогранитов (рис. 3а). Они образуют обособленную от вмещающих пород тоналит-гранодиорит-гранитной ассоциации петрохимическую серию, обладающую высокими содержанием магния и индексом магнезиальности (рис. 3б). Величина последнего составляет 0.80–0.70 для богатых магнием пород и 0.53–0.40 – для бедных (табл. 1). Содержание хрома в горнблендитах, габбродиоритах варьирует от 600 до 1200 г/т, в диоритах, гранодиоритах – от 200 до 900 г/т (рис. 3в). Столь высокое содержание хрома является характерной особенностью высокомагнезиальных магматических серий, представленных бонинитами, санукитоидами, магнезиальными андезитами, адакитами, аппинитами [Shiraki, 1997].

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХРОМА В МИНЕРАЛАХ

Исследование минерального состава высокомагнезиальных пород выявило присутствие в них хромита и силикатов с повышенным содержанием хрома (амфибола, пироксена, слюд, эпидота, титанита). Из хромсодержащих минералов на магматическом этапе были сформированы идиоморфные кристаллы хромшпинелида, клинопироксена, глиноземистого амфибола, флогопита. На постмагматическом этапе они были преобразованы в актинолит, появились эпидот, титанит, мусковит.

Хром в минералах магматической ассоциации

Как указано ранее, амфибол формирует крупные короткопризматические кристаллы, в настоящее время представленные низкоглиноземистой роговой обманкой, актинолитом, в котором лишь фрагментарно сохраняются реликты глиноземистого

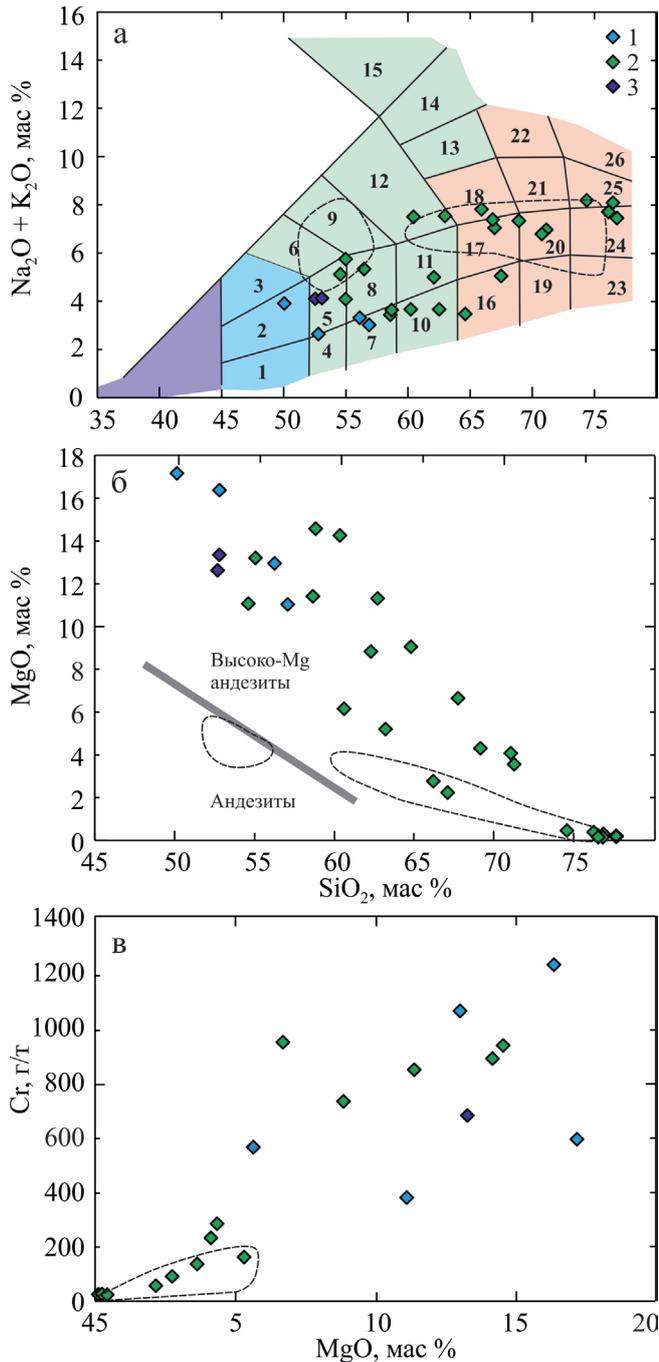


Рис. 3. Химический состав пород.

а – диаграмма сумма щелочей – кремнезем (TAS) для химической классификации plutonic пород основного, среднего и кислого составов [Шарпенюк и др., 2013]. Поля на диаграмме: 1 – низкощелочные габбро, 2 – габбро, 4 – низкощелочные габбродиориты, 5 – габбродиориты, 7 – низкощелочные диориты, 8 – диориты, 10 – низкощелочные кварцевые диориты, 11 – кварцевые диориты, 12 – монзониты, 16 – низкощелочные гранодиориты, 17 – гранодиориты, 18 – граносиениты, 20 – граниты, 21 – умереннощелочные граниты, 24 – лейкограниты, 25 – умереннощелочные лейкограниты. Наименования других полей см. в оригинальной работе.
б – диаграмма MgO–SiO₂, разделяющая андезитовые серии по магнезиальности [McCarro, Smellie, 1998].

в – диаграмма Cr–MgO. Массивы: 1 – Верхисетский, 2 – Шабровский, 3 – Челябинский. Штриховой линией выделено поле гранитоидов и разных включений в них, вмещающих породы высокомагнезиальной серии.

Fig. 3. Chemical composition of rocks.

а – TAS-diagram for plutonic rocks [Sharpenok et al., 2013]. Areas on the diagram: 1 – low-alkali gabbro, 2 – gabbro, 4 – low-alkali gabbro-diorites, 5 – gabbro-diorites, 7 – low-alkali diorites, 8 – diorites, 10 – low-alkali quartz diorites, 11 – quartz diorites, 12 – monzonites, 16 – low-alkali granodiorites, 17 – granodiorites, 18 – granosienites, 20 – granites, 21 – medium-alkali granites, 24 – leucogranites, 25 – medium-alkali leucogranites. For other areas names see the original paper.

б – MgO–SiO₂ correlation diagram for distinguishing high-Mg andesite from normal andesite [McCarro, Smellie, 1998].

в – Cr–MgO-diagram. 1 – Verkhisetsk batholith, 2 – Shabry massif, 3 – Chelyabinsk batholith. Dash-line designates granitoids field containing high-Mg rocks.

амфибола и пироксена (рис. 4). Амфибол характеризуется высокой магнезиальностью (0.66–0.83), по составу отвечает паргаситу и глиноземистой магнезиальной роговой обманке (табл. 2, рис. 5а). Содержание Cr₂O₃ в амфиболе варьирует от 0.0 до 1.6 мас. %. Его распределение внутри кристаллов во многом искажено постмагматическими преобразованиями, тем не менее намечаются небольшое снижение хрома в амфиболе главных разностей пород и выраженное снижение в лейкократовых включениях (обособлениях гранитного и лейкогранитного материала), коррелирующее с алюминием (рис. 5б).

Формы выделения клинопироксена в высокомагнезиальных породах разного состава сходные. В основных и средних разностях он присутствует в виде реликтовых зерен неправильной формы внутри крупных кристаллов амфибола. Идиоморфные кристаллы пироксена, равновесные с амфиболом, чаще встречаются в средних и кислых разностях пород. Тем не менее наличие реликтов клинопироксена в зернах амфибола свидетельствуют о его более ранней кристаллизации. Химический состав минерала демонстрирует его принадлежность к диопсиду (табл. 3), в котором содержание хрома достигает 1.4 мас. %. Пироксены, заключенные внутри и вне кристаллов амфибола (см. рис. 4г), идентичны по составу.

Флогопит образует отдельные чешуйки или их скопления, размер которых иногда сопоставим с таковым вмещающего амфибола. Отмечается наличие доминирующих ориентировок, указывающих на структурную обусловленность взаимоотношений между этими минералами, вызванную замещением флогопитом амфибола на позднемагматической стадии. Наиболее распространенный случай таких взаимоотношений показан на рис. 4а. Состав флогопита приведен в табл. 4 и

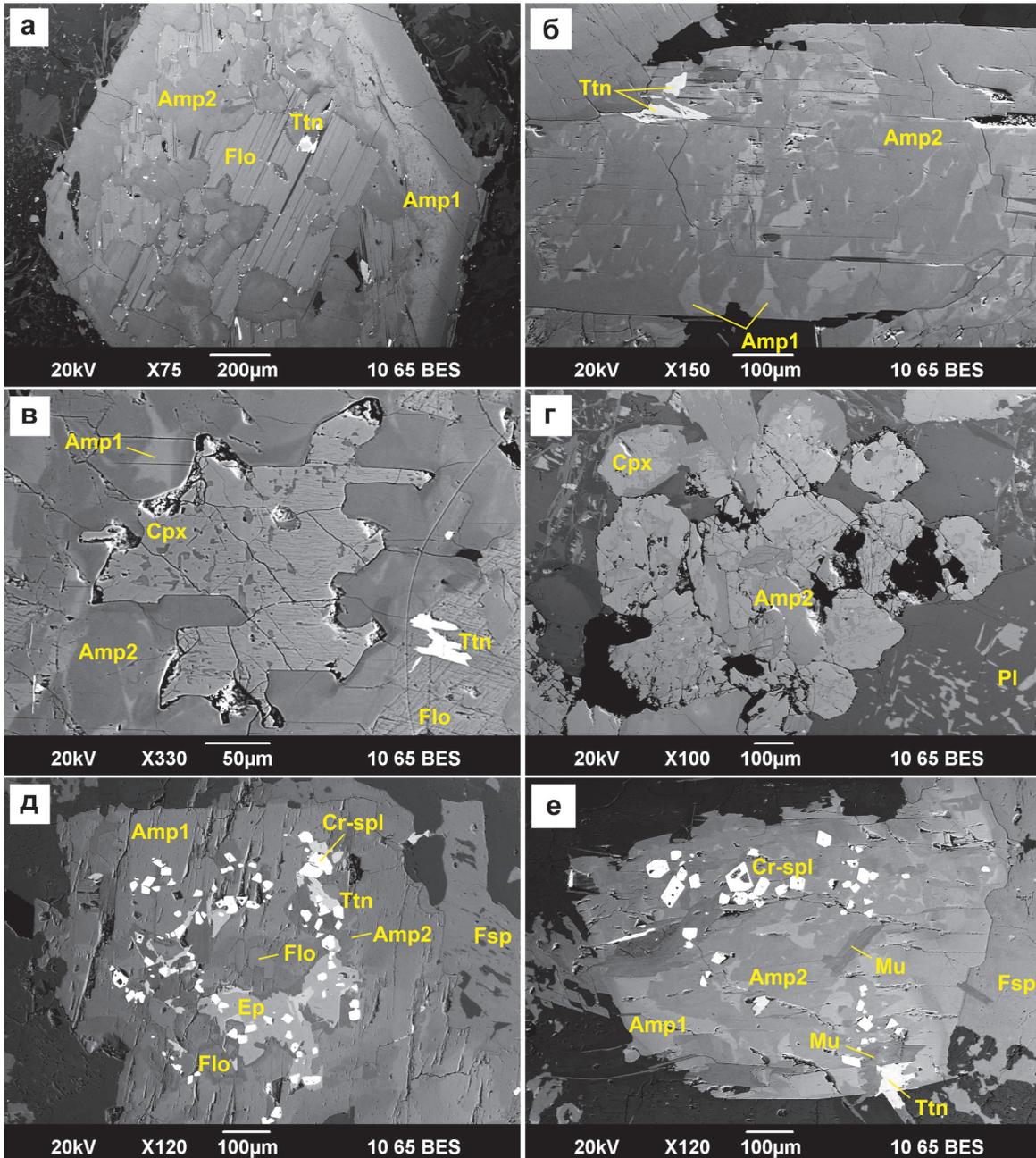


Рис. 4. Микрофотографии кристаллов амфибола. Съемка в обратно-рассеянных электронах.

а – порфiroкрист амфибола с лоскутной текстурой (Чл-484). В правой части кристалла имеется реликтовый глиноземистый амфибол (*Amp1*), замещенный низкоглиноземистым амфиболом (*Amp2*) и флогопитом (*Flo*). В левой части кристалла глиноземистый амфибол сохраняется в виде небольших пятен. В центральной части кристалла лейсты флогопита ориентированы в двух направлениях (параллельно [100] и [110] амфибола). Выделения титанита (*Ttn*) сконцентрированы в низкоглиноземистом амфиболе вдоль границ с флогопитом или внутри флогопита вдоль участков хлоритизации.

б – кристалл амфибола с пламевидной текстурой (Ук-117). Ранний амфибол сохраняется в виде отдельных лоскутков. в – реликт диопсида в амфиболе. Последний показывает облачную и лоскутную текстуру (Ук-117). Клинопироксен (*Cpx*) содержит ориентированные субграфические вросстки глиноземистого амфибола, замещенного низкоглиноземистым амфиболом.

г – скопление кристаллов пироксена в плагиоклазе (Ук-117). Диопсид с краев замещается актинолитом. Первичный плагиоклаз (*Pl*) содержит антипертиты барийсодержащего калишпата (правый нижний угол фотографии). Вторичный плагиоклаз содержит включения клиноцоизита, мусковита (левый верхний угол фотографии).

д – кристалл амфибола с включениями хромита (Ук-151). Хромит находится в окружении низкоглиноземистого хромсодержащего амфибола, титанита, эпидота (*Ep*). В правой части фотографии амфибол контактирует с пертитовым калишпатам (*Fsp*).

е – преобразованный кристалл амфибола (Ук-151) с включениями хромита, титанита, мусковита (*Mu*).

Fig. 4. Photomicrographs (BSE) of amphibole crystals.

- a – amphibole porphyrocryst with patchwork texture (Чл-484). In the right-hand part of the crystal there is a relict aluminous amphibole (*Amp1*), replaced by low aluminous amphibole (*Amp2*) and phlogopite (*Flo*). In the left-hand part of the crystal the aluminous amphibole is present as small spots. In the central part of the crystal phlogopite is oriented in two directions (parallel to [100] and [110] amphibole planes). Titanite grains (*Ttn*) are concentrated in low aluminous amphibole either along the borders with phlogopite or within phlogopite along chloritization regions.
- b – amphibole crystal with flame-like structure (Ук-117). Early amphibole is preserved as separate spots.
- в – relict diopside in amphibole. The latter shows cloud-like and scrappy texture (Ук-117). Clinopyroxene (*Cpx*) contains oriented subgraphic inclusions of aluminous amphibole, replaced by low aluminous amphibole.
- г – pyroxene crystals cluster in plagioclase (Ук-117). Diopside contains subgraphic inclusions of amphibole and is partially replaced by actinolite. Primary plagioclase (*Pl*) contains antiperthites Ba-bearing feldspar (bottom right corner of the picture). Secondary plagioclase contains inclusions of clinzoisite, muscovite (upper left corner of the picture).
- д – amphibole crystal with chromite inclusions (Ук-151). Chromite is surrounded by Cr-bearing low aluminous amphibole, titanite, epidote (*Ep*). In the right-hand side of the picture amphibole contacts with perthite feldspar (*Fsp*).
- е – transformed amphibole crystal (Ук-151) with inclusions of chromite, titanite, muscovite (*Mu*).

Таблица 1. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в породах

Table 1. Concentration of petrogenic (wt %) and trace (ppm) elements in rocks

Массив № обр.	Верхисетский		Шабровский							Челябинский
	Пс-7	Пс-9	Ук-117	Ук-111	Ук-113	Ук-152	Ук-151-1	Ук-151-2	Ук-151-3	Чл-484
SiO ₂	48.87	56.00	56.88	60.75	61.33	66.69	58.53	70.35	75.92	52.09
TiO ₂	0.73	0.67	0.62	0.85	0.38	0.21	0.31	0.14	0.00	0.78
Al ₂ O ₃	8.38	8.27	8.90	10.17	7.55	8.41	6.86	12.34	13.64	11.70
Fe ₂ O ₃	3.75	2.00	2.90	2.33	2.16	2.07	3.70	1.20	0.12	8.51
FeO	5.39	3.95	4.33	4.70	3.61	1.81	3.36	0.87	0.14	–
MnO	0.15	0.10	0.13	0.11	0.10	0.08	0.04	0.03	0.00	0.14
MgO	16.73	10.86	11.00	8.59	11.01	6.60	14.46	4.08	0.10	12.53
CaO	9.42	13.19	8.54	5.17	7.97	7.67	8.68	3.33	1.25	8.63
Na ₂ O	1.13	1.85	1.66	2.64	1.92	1.98	2.33	4.03	4.62	2.25
K ₂ O	2.65	1.08	1.67	2.23	1.64	2.99	1.25	2.73	3.26	1.78
P ₂ O ₅	0.31	0.19	0.34	0.10	0.13	0.04	0.00	0.11	0.03	0.23
П. п. п.	1.87	0.95	3.96	3.86	0.99	2.11	3.74	1.11	0.14	1.70
Сумма	99.38	99.11	100.93	101.50	98.79	100.66	103.26	100.32	99.22	100.42
Mg #	0.78	0.77	0.74	0.70	0.78	0.76	0.80	0.79	0.43	0.74
Rb	106	26	23	39	12	25	10	25	30	66
Sr	310	298	728	586	407	778	445	1372	1818	437
Ba	472	334	638	603	–	2362	556	1894	2528	464
V	200	135	115	129	–	76	70	36	4	124
Cr	1130	1070	823	642	–	918	848	214	6	688
Co	60	33	36	31	–	30	32	12	1	45
Ni	200	260	279	206	–	364	385	117	4	313
Y	15	16	12	9	–	8	7	6	1	15

Примечание. Пс-7 – полевошпат-флогопитовый горнблендит; Пс-9 – гранофир диоритового состава; Ук-117 – габбродиорит; Ук-111, Ук-113 – кварцевый диорит; Ук-152 – гранодиорит; Ук-151 – расслоенное лейкократовое включение; Чл-484 – габбродиорит. Mg# = MgO/(MgO + 0.55Fe₂O₃ + 0.5FeO) – индекс магнезиальности. Прочерк – элемент не определялся.

Note. Пс-7 – Plagioclase-phlogopite hornblende; Пс-9 – granophyre diorite composition; Ук-117 – gabbrodiorite; Ук-111, Ук-113 – quartz diorite; Ук-152 – granodiorite; Ук-151 – layered leucocratic inclusion; Чл-484 – gabbrodiorite. Mg# = MgO/(MgO + 0.55Fe₂O₃ + 0.5FeO). Dash – the element was not determined.

на рис. 6. Как и амфибол, он характеризуется высокой магнезиальностью (0.68–0.78) и повышенной хромистостью. Содержание хрома находится в диапазоне от 0.0 до 0.8 мас. % Cr₂O₃ в породах среднего и основного состава и 0.8–3.1 мас. % Cr₂O₃ – в кислых разностях.

Хромитинелид по причине утраты им первичных характеристик рассмотрен далее совместно с минералами постмагматической ассоциации.

Хром в минералах постмагматической ассоциации

Как уже указано, эта ассоциация возникла в результате преобразования ранее выделившихся кристаллов. При этом пироксен и ранний глиноземистый амфибол трансформировались в актинолит, появились титанит, эпидот, мусковит. Содержание хрома в минералах этой ассоциации определяется

Таблица 2. Химический состав (мас. %) и кристаллохимические коэффициенты (ф. к.) глиноземистого амфибола
Table 2. Chemical composition (wt %) and formula units (f. u.) of aluminous amphibole

Массив	Верхисетский		Шабровский				Челябинский	
	№ обр.	Пс-7 (n = 3)	Пс-9 (n = 2)	Ук-117 (n = 7)	Ук-113 (n = 4)	Ук-152 (n = 3)		Ук-151 (n = 10)
SiO ₂		45.43 ± 0.34 45.79–44.98	47.28 ± 1.67 48.95–45.61	45.64 ± 1.60 48.08–43.67	48.97 ± 1.76 50.76–46.18	47.85 ± 0.40 48.30–47.33	49.07 ± 1.60 52.66–46.56	45.66 ± 1.80 48.12–43.98
TiO ₂		0.65 ± 0.01 0.66–0.64	1.24 ± 0.47 1.71–0.77	1.38 ± 0.39 1.82–0.81	1.98 ± 0.87 2.90–0.57	1.59 ± 0.24 1.89–1.30	1.07 ± 0.25 1.31–0.56	0.96 ± 0.32 1.45–0.69
Al ₂ O ₃		11.38 ± 0.33 11.72–10.93	8.78 ± 0.86 9.63–7.92	10.08 ± 1.04 11.41–8.34	7.32 ± 1.14 9.05–5.91	8.78 ± 0.29 9.19–8.57	7.75 ± 1.07 9.18–5.29	10.27 ± 1.70 11.93–7.97
Cr ₂ O ₃		0.33 ± 0.03 0.37–0.29	1.06 ± 0.90 0.96–0.16	0.39 ± 0.36 1.11–0.14	0.29 ± 0.08 0.41–0.20	0.31 ± 0.25 0.60–0.00	0.68 ± 0.37 1.56–0.26	0.39 ± 0.25 0.85–0.16
FeO _{общ}		8.93 ± 0.27 9.24–8.58	10.26 ± 0.47 10.73–9.79	10.98 ± 0.88 12.16–9.72	8.55 ± 0.73 9.71–7.78	7.75 ± 0.52 8.41–7.13	8.53 ± 1.11 10.94–7.10	11.03 ± 0.90 12.10–9.58
MnO		0.14 ± 0.03 0.17–0.10	0.14 ± 0.01 0.14–0.13	0.21 ± 0.03 0.26–0.16	0.16 ± 0.03 0.20–0.11	0.00 ± 0.00 0.00–0.00	0.15 ± 0.05 0.21–0.05	0.20 ± 0.03 0.25–0.14
MgO		15.57 ± 0.30 15.97–15.24	14.78 ± 0.69 15.46–14.09	14.17 ± 1.06 15.76–13.07	17.40 ± 1.52 19.40–15.40	16.76 ± 0.59 17.55–16.13	16.64 ± 1.39 19.53–14.30	14.39 ± 0.63 15.38–13.78
CaO		11.95 ± 0.19 12.22–11.80	12.62 ± 0.26 12.87–12.36	11.78 ± 0.24 12.06–11.40	11.92 ± 0.24 12.10–11.52	11.65 ± 0.32 12.09–11.33	11.72 ± 0.48 13.05–11.29	11.84 ± 0.45 12.39–11.32
Na ₂ O		1.71 ± 0.04 1.75–1.65	1.29 ± 0.10 1.39–1.19	1.64 ± 0.09 1.78–1.46	1.77 ± 0.24 2.06–1.39	1.67 ± 0.19 1.93–1.50	1.81 ± 0.20 2.11–1.49	1.38 ± 0.35 1.76–0.94
K ₂ O		0.82 ± 0.04 0.86–0.76	0.87 ± 0.12 0.98–0.75	0.94 ± 0.23 1.18–0.66	0.57 ± 0.10 0.64–0.40	0.64 ± 0.05 0.68–0.57	0.60 ± 0.11 0.84–0.48	0.70 ± 0.20 0.89–0.43
Сумма		96.90	98.30	97.21	98.91	96.99	97.93	96.82
mg#		0.76 ± 0.01 0.77–0.75	0.72 ± 0.02 0.74–0.70	0.70 ± 0.03 0.75–0.66	0.79 ± 0.03 0.81–0.74	0.80 ± 0.02 0.82–0.78	0.78 ± 0.04 0.83–0.70	0.70 ± 0.02 0.74–0.68
Расчет формульных коэффициентов O = 23								
Si		6.57 ± 0.06	6.82 ± 0.21	6.67 ± 0.17	6.91 ± 0.15	6.86 ± 0.05	7.00 ± 0.16	6.66 ± 0.23
Al ^{IV}		1.43 ± 0.06	1.18 ± 0.21	1.33 ± 0.17	1.09 ± 0.15	1.14 ± 0.05	1.00 ± 0.16	1.34 ± 0.23
Al ^{VI}		0.51 ± 0.03	0.32 ± 0.06	0.41 ± 0.03	0.17 ± 0.08	0.34 ± 0.01	0.30 ± 0.08	0.42 ± 0.07
Ti		0.07 ± 0.00	0.14 ± 0.05	0.15 ± 0.04	0.23 ± 0.10	0.17 ± 0.03	0.10 ± 0.03	0.11 ± 0.04
Cr		0.04 ± 0.00	0.12 ± 0.10	0.05 ± 0.04	0.03 ± 0.01	0.05 ± 0.02	0.08 ± 0.04	0.05 ± 0.03
Fe ³⁺		0.25 ± 0.07	0.06 ± 0.00	0.11 ± 0.02	0.29 ± 0.24	0.15 ± 0.02	0.14 ± 0.06	0.29 ± 0.14
Fe ²⁺		0.83 ± 0.05	1.22 ± 0.03	1.23 ± 0.13	0.81 ± 0.30	0.72 ± 0.10	0.91 ± 0.20	1.05 ± 0.09
Mn		0.02 ± 0.00	0.02 ± 0.00	0.03 ± 0.00	0.02 ± 0.00	0.00 ± 0.00	0.04 ± 0.01	0.02 ± 0.00
Mg		3.36 ± 0.04	3.18 ± 0.13	3.09 ± 0.20	3.66 ± 0.28	3.58 ± 0.11	3.52 ± 0.25	3.13 ± 0.12
Ca		1.85 ± 0.01	1.95 ± 0.03	1.84 ± 0.03	1.80 ± 0.04	1.79 ± 0.05	1.79 ± 0.08	1.85 ± 0.06
Na		0.48 ± 0.01	0.36 ± 0.01	0.46 ± 0.03	0.49 ± 0.06	0.46 ± 0.05	0.50 ± 0.06	0.39 ± 0.08
K		0.15 ± 0.01	0.16 ± 0.02	0.18 ± 0.04	0.10 ± 0.02	0.12 ± 0.01	0.11 ± 0.02	0.13 ± 0.04

Примечание. Здесь и в табл. 3–7 номера проб соответствуют таковым в табл. 1. В числителе – среднее значение и стандартное отклонение, знаменателе – минимальное и максимальное содержание. n – количество проб.

Note. Here and at Table 3–7 the sample numbers are the same as in Table 1. In the numerator – the average value and standard deviation, in the denominator – the minimum and maximum content. n – quantity of samples.

составом первичного силиката и его близостью к зернам хромита. Последнее подтверждается наличием обширных ореолов хрома в актинолите и других силикатах на контакте с зернами хромита.

По химическому составу граница между амфиболами ранней и поздней ассоциаций может быть проведена условно на уровне 5–6 мас. % Al₂O₃, поскольку именно при этом значении отмечается резкое изменение в содержании титана – элемента, входение которого в структуру минерала во многом контролируется температурой. Например, в породах Шабровского массива ранний глино-

земистый амфибол имеет средние значения TiO₂ более 1.0 мас. %, а поздний – менее 0.6 мас. % (табл. 5). Особенности позднего амфибола являются высокая магнезиальность (0.74–0.86) и вариативность содержания хрома в диапазоне от 0.0 до 1.7 мас. % Cr₂O₃.

Зерна хромита в породах, богатых амфиболом (горнблендитах, габбродиоритах), находятся в виде включений в амфиболе и имеют очень небольшие размеры – не более 5–30 мкм, располагаясь по одному или группами. В лейкократовых включениях они концентрируются вдоль их границ или в их

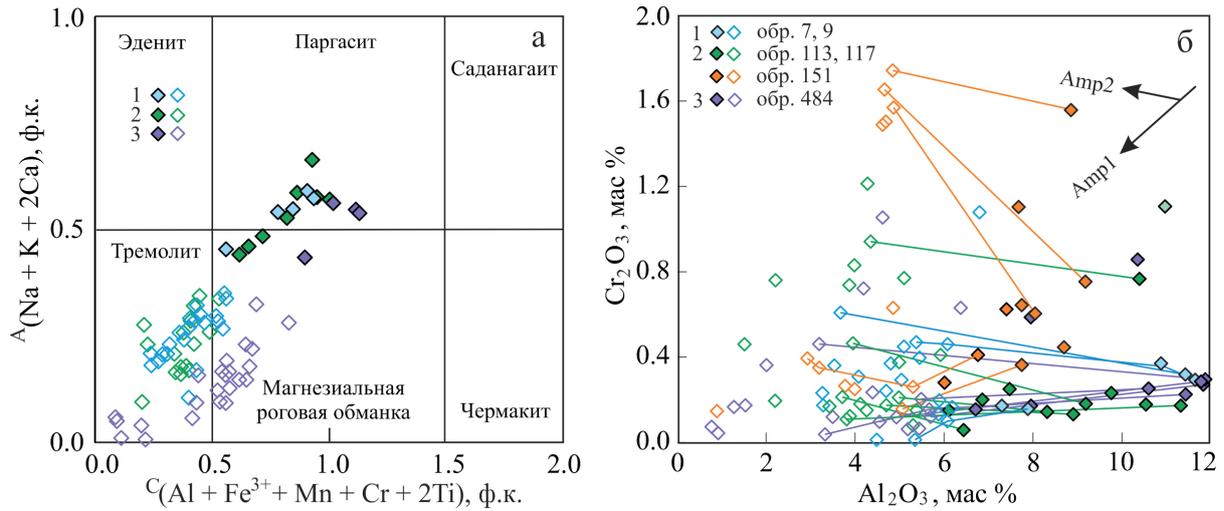


Рис. 5. Состав амфиболов высокомагнезиальных пород.

а – классификационная диаграмма $A(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}) - C(\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + 2\text{Ti})$ для кальциевых амфиболов [Hawthorne et al., 2012].
 б – диаграмма составов амфибола в координатах Cr–Al, демонстрирующая изменение содержания хрома в амфиболах ранней и поздней ассоциаций (соединены конодами).
 Номера образцов соответствуют таковым в таблицах. Условные обозначения: 1 – Верхисетский батолит, 2 – Шабровский массив, 3 – Челябинский батолит. Залитый знак обозначает минерал ранней ассоциации, незалитый – поздней ассоциации.

Fig. 5. High-Mg rocks amphiboles composition.

а – $A(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}) - C(\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + 2\text{Ti})$ classification diagram for calcic amphiboles [Hawthorne et al., 2012].
 б – Cr vs Al for calcic amphiboles from high-Mg rocks, demonstrating Cr-content variations in amphiboles of early and late associations (are marked by tie lines).
 Sample numbers are the same in tables. Legend: 1 – Verkhisetsk massif, 2 – Shabry massif, 3 – Chelyabinsk massif. Filled diamond – early association mineral, blank diamond – late association mineral.

нижней более меланократовой части также внутри амфибола (см. рис. 4е). Все хромиты имеют однородный состав, отвечающий субферрихромиту-субалюмоферрихромиту по классификации Н.В. Павлова [1949]. Его главная особенность заключается в высокой хромистости: $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) = 0.77-0.92$, и железистости: $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) = 0.97-0.99$, а также относительно “восстановленном” характере железа. Кроме того, он обладает повышенным содержанием марганца, цинка и почти полным отсутствием магния (табл. 6, рис. 7).

Хромсодержащий титанит обладает янтарной окраской. Его зерна размером 10–50 мкм, редко более, имеют ксеноморфный облик. В составе минерала присутствует до 1.8 мас. % Cr_2O_3 (табл. 7) и отсутствуют ЛРЗЭ. По этим признакам он легко отличается от идиоморфных кристаллов акцессорного титанита, развитых в салическом базисе пород, представляющих собой продукт магматической кристаллизации.

Хромсодержащий эпидот образует мелкие ксеноморфные, реже субидиоморфные кристаллы размером менее 0.5 мм. Макроскопически они имеют желтую или коричневую окраску. Последняя свойственна редкой хромсодержащей разновидности эпидота, плеохроирующей от светло-желтого по Ng и

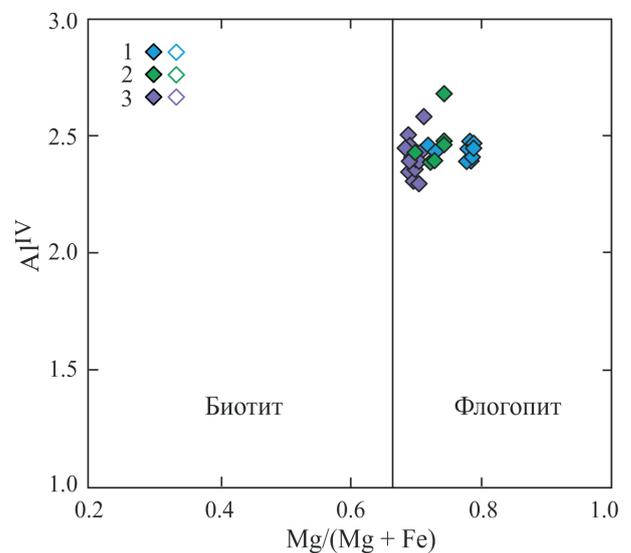


Рис. 6. Состав флогопита на диаграмме $\text{Al}^{\text{IV}} - \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ [Deer et al., 1986].

Условные обозначения см. на рис. 5.

Fig. 6. Phlogopite composition on $\text{Al}^{\text{IV}} - \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ -diagram [Deer et al., 1986].

See Fig. 5 for the legend.

Таблица 3. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты (ф. к.) клинопироксена**Table 3.** Chemical composition (wt %) and formula units (f. u.) of clinopyroxene

Массив № обр.	Верхисетский	Шабровский				Челябинский
	Пс-9 (n = 10)	Ук-117 (n = 20)	Ук-113	Ук-152 (n = 17)	Ук-151 (n = 4)	Чл-484 (n = 2)
SiO ₂	54.17 ± 0.78 55.47–52.37	53.62 ± 1.24 54.65–50.10	54.39	54.45 ± 0.39 54.95–53.24	54.24 ± 0.12 54.36–54.12	53.80 ± 0.05 53.84–53.75
TiO ₂	0.09 ± 0.11 0.27–0.00	0.15 ± 0.19 0.62–0.00	0.20	0.03 ± 0.06 0.20–0.00	0.06 ± 0.00 0.06–0.06	0.20 ± 0.04 0.23–0.16
Al ₂ O ₃	0.98 ± 0.15 1.25–0.76	1.54 ± 0.78 3.67–0.68	1.96	0.91 ± 0.18 1.45–0.71	0.83 ± 0.08 0.90–0.75	1.50 ± 0.22 1.72–1.28
Cr ₂ O ₃	0.15 ± 0.08 0.24–0.00	0.33 ± 0.23 0.97–0.00	0.76	0.10 ± 0.12 0.37–0.00	0.50 ± 0.13 0.63–0.37	1.25 ± 0.19 1.44–1.06
FeO	5.06 ± 0.18 5.34–4.74	4.93 ± 0.49 5.76–3.97	4.35	4.81 ± 0.34 5.19–3.82	4.53 ± 0.65 5.18–3.88	5.48 ± 0.25 5.72–5.23
MnO	0.16 ± 0.02 0.22–0.14	0.21 ± 0.04 0.28–0.14	0.13	0.19 ± 0.09 0.41–0.00	0.25 ± 0.02 0.26–0.23	0.03 ± 0.03 0.06–0.00
MgO	14.92 ± 0.34 15.42–14.18	15.25 ± 0.83 16.61–13.01	14.76	16.22 ± 0.98 17.76–14.00	15.39 ± 0.53 15.91–14.86	14.50 ± 0.10 14.60–14.40
CaO	25.00 ± 0.33 25.62–24.47	22.94 ± 0.44 23.97–22.11	23.07	22.45 ± 0.65 23.66–20.84	23.89 ± 0.04 23.92–23.85	23.33 ± 0.20 23.52–23.13
Na ₂ O	0.48 ± 0.06 0.57–0.39	0.72 ± 0.13 0.96–0.45	0.93	0.50 ± 0.10 0.69–0.35	0.62 ± 0.01 0.62–0.61	0.28 ± 0.00 0.28–0.28
Сумма	100.99	99.67	100.52	99.67	100.29	100.35
mg#	0.84 ± 0.01 0.85–0.84	0.85 ± 0.02 0.88–0.82	0.86	0.86 ± 0.01 0.89–0.83	0.86 ± 0.02 0.88–0.84	0.83 ± 0.01 0.84–0.82
Расчет формульных коэффициентов O = 6						
Si	1.98 ± 0.01	1.98 ± 0.04	1.92	2.00 ± 0.01	1.99 ± 0.01	1.97 ± 0.01
Ti	0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.01	0.00	0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.00	0.01 ± 0.00
Al	0.04 ± 0.01	0.07 ± 0.03	0.08	0.04 ± 0.01	0.04 ± 0.00	0.06 ± 0.01
Cr	0.00 ± 0.00	0.01 ± 0.01	0.02	0.00 ± 0.00	0.01 ± 0.00	0.04 ± 0.01
Fe ²⁺	0.15 ± 0.01	0.15 ± 0.02	0.17	0.15 ± 0.01	0.14 ± 0.02	0.17 ± 0.01
Mn	0.00 ± 0.00	0.01 ± 0.00	0.00	0.01 ± 0.00	0.01 ± 0.00	0.00 ± 0.00
Mg	0.81 ± 0.01	0.84 ± 0.04	0.99	0.89 ± 0.05	0.84 ± 0.02	0.79 ± 0.01
Ca	0.98 ± 0.01	0.91 ± 0.02	0.80	0.88 ± 0.03	0.94 ± 0.00	0.92 ± 0.01
Na	0.03 ± 0.00	0.05 ± 0.01	0.07	0.04 ± 0.01	0.04 ± 0.00	0.02 ± 0.00

№р до апельсиново-желтого по Nm. Интенсивность окраски возрастает с повышением содержания в минерале хрома, количество которого достигает 4.5 мас. % Cr₂O₃ при относительно постоянном содержании Fe₂O₃ (см. табл. 7). Это может объясняться входением хрома вместо алюминия преимущественно в позицию M1 эпидота [Giuli et al., 1999; Armbruster et al., 2006]. Данное предположение не противоречит ранее проведенному элементному картированию [Прибавкин, Замятин, 2010], показавшему, что содержание хрома в эпидоте повышается вокруг зерен хромита, тогда как железо распределено относительно равномерно по всему кристаллу. Аналогичное распределение получено в работе [Nagashima et al., 2006].

Богатый хромом мусковит в сростании с хромитом обладает яркой изумрудно-зеленой окраской, содержит от 1 до 6% Cr₂O₃. Его отличительной чертой являются повышенное содержание (Cr + Fe + Mg), приближающее его к полю алюмоселадонита, а также Ti, характерное для мусковита магмати-

ческого происхождения или образованного в условиях эпидот-амфиболитовой и более высокой фации метаморфизма [Miller et al., 1981; Speer, 1984].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассматриваемые породы имеют преимущественно основной или средний состав и показывают удивительно высокую величину индекса магнезиальности (0.60–0.78), концентрации Cr (200–1200 г/т), Ni (200–360 г/т). Такие особенности пород, несомненно, могут указывать на их тесную связь с плавлением мантийного источника, испытывавшего метасоматизирующее воздействие флюида или расплава, либо на взаимодействие кислых магм с ультраосновными породами, в том числе на уровне становления интрузий в коре. В этом отношении они могут сопоставляться с такими породами, как высокомагнезиальные андезиты, санукитоиды, адакиты, апиниты [Tatsumi, Ishizaka, 1982; Stern et al., 1989; Rock, 1991; Pitcher, 1997; Castro et al., 2003; Tatsumi, Furukawa,

Таблица 4. Химический состав (мас. %) и кристаллохимические коэффициенты (ф. к.) флогопита

Table 4. Chemical composition (wt %) and formula units (f. u.) of phlogopite

Массив	Верхисетский		Шабровский			Челябинский	
	№ обр.	Пс-7 (n = 11)	Пс-9 (n = 3)	Ук-117 (n = 6)	Ук-113	Ук-151	Чл-484 (n = 17)
SiO ₂		39.09 ± 0.53 39.77–38.29	39.88 ± 0.26 40.09–39.52	38.87 ± 1.04 39.71–37.32	41.80	38.83	38.08 ± 0.45 38.65–36.88
TiO ₂		2.48 ± 0.21 2.76–2.07	2.49 ± 0.24 2.77–2.18	1.56 ± 0.45 2.19–1.06	1.16	2.17	1.20 ± 0.05 1.31–1.11
Al ₂ O ₃		15.96 ± 0.27 16.36–15.39	17.33 ± 0.11 17.48–17.22	16.57 ± 0.51 17.63–15.96	17.66	15.48	17.02 ± 0.24 17.77–16.74
Cr ₂ O ₃		0.36 ± 0.28 1.20–0.17	0.08 ± 0.06 0.13–0.00	0.18 ± 0.14 0.39–0.00	0.83	3.10	0.31 ± 0.21 0.80–0.11
FeO		9.25 ± 0.17 9.57–8.99	11.11 ± 0.29 11.46–10.75	11.64 ± 0.62 12.51–11.06	9.01	10.74	12.27 ± 0.21 12.65–11.93
MnO		0.04 ± 0.06 0.15–0.00	0.03 ± 0.05 0.10–0.00	0.10 ± 0.07 0.19–0.00	0.11	0.08	0.09 ± 0.04 0.19–0.03
MgO		17.69 ± 0.31 18.37–17.26	15.81 ± 0.17 15.96–15.58	16.64 ± 0.82 17.78–15.33	16.24	14.91	15.40 ± 0.43 16.76–14.88
CaO		0.00 ± 0.00 0.00–0.00	0.00 ± 0.00 0.00–0.00	0.03 ± 0.04 0.09–0.00	0.16	0.11	0.05 ± 0.05 0.19–0.00
Na ₂ O		0.13 ± 0.10 0.24–0.00	0.00 ± 0.00 0.00–0.00	0.04 ± 0.05 0.11–0.00	0.08	0.04	0.06 ± 0.02 0.09–0.02
K ₂ O		9.60 ± 0.20 10.05–9.42	9.86 ± 0.15 10.00–9.66	10.17 ± 0.06 10.25–10.09	7.34	10.02	9.49 ± 0.63 10.26–7.58
Сумма		94.59	96.60	95.87	94.39	95.48	93.96
mg#		0.78 ± 0.00 0.78–0.77	0.72 ± 0.00 0.72–0.72	0.72 ± 0.02 0.74–0.69	0.77	0.72	0.70 ± 0.01 0.71–0.68
Расчет формульных коэффициентов O = 22							
Si		5.57 ± 0.02	5.58 ± 0.02	5.55 ± 0.10	5.58	5.58	5.59 ± 0.07
Al ^{IV}		2.43 ± 0.02	2.42 ± 0.02	2.45 ± 0.10	2.42	2.42	2.41 ± 0.07
Al ^{VI}		0.26 ± 0.03	0.44 ± 0.04	0.34 ± 0.03	0.65	0.21	0.54 ± 0.07
Ti		0.26 ± 0.02	0.26 ± 0.02	0.17 ± 0.05	0.12	0.23	0.13 ± 0.01
Cr		0.04 ± 0.03	0.01 ± 0.01	0.02 ± 0.02	0.09	0.35	0.04 ± 0.03
Fe		1.10 ± 0.01	1.30 ± 0.02	1.39 ± 0.09	1.04	1.29	1.51 ± 0.03
Mn		0.00 ± 0.01	0.00 ± 0.00	0.01 ± 0.01	0.01	0.01	0.01 ± 0.01
Mg		3.76 ± 0.04	3.30 ± 0.01	3.54 ± 0.14	3.35	3.20	3.37 ± 0.10
Ca		0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.00	0.01 ± 0.01	0.02	0.02	0.01 ± 0.01
Na		0.04 ± 0.03	0.00 ± 0.00	0.01 ± 0.01	0.02	0.01	0.02 ± 0.01
K		1.75 ± 0.03	1.76 ± 0.03	1.85 ± 0.04	1.29	1.84	1.78 ± 0.11

2003; Martin et al., 2005; Ye et al., 2008; Qian, Herman, 2010; Tiepolo et al., 2011; Murphy, 2013; и др.]. Указанные особенности пород отражены не только в их химическом составе, но и в составе слагающих их минералов: амфиболов, слюд, пироксенов; в присутствии аксессуарного хромита.

Высокая степень преобразования первичных минералов, широкое развитие по ним более низкотемпературных фаз, представляющих собой продукты постмагматического изменения, позволяют выделить два этапа формирования петрографического облика пород к настоящему времени – магматический и постмагматический, характеризующиеся и различным поведением хрома.

Минералы магматической ассоциации – глиноземистый амфибол, клинопироксен, флогопит – часто заметно обогащены хромом (см. табл. 2, 3, 4). Повышенное содержание этого элемента характер-

но для железомagneзиальных минералов ультраосновных или генетически связанных с ними пород. Например, в амфиболе из габбро Южно-Калифорнийского батолита содержится менее 0.12 мас. % Cr₂O₃ [Simon, Rollinson, 1976], тогда как в амфиболе мантийных ксенолитов (перидотитов) его содержание составляет 0.2–2.5 мас. % [Deer et al., 1997], что сопоставимо с приводимыми нами данными. В качестве другого примера можно привести значения содержания хрома в минералах вулканических пород высокомагнезиальной серии (бонинитах, санукитоидах, Mg-андезитах), в которых в качестве ранних ликвидусных фаз, помимо хромита, присутствуют энстатит, клиноэнстатит, авгит, где значения концентрации хрома варьируют от 0.1 до 1.4 мас. % Cr₂O₃.

Обогащение хромом силикатных минералов, кристаллизующихся совместно или после хромш-

Таблица 5. Химический состав (мас. %) и кристаллохимические коэффициенты (ф. к.) низкоглиноземистого амфибола**Table 5.** Chemical composition (wt %) and formula units (f. u.) of low-aluminous amphibole

Массив	Верхисетский		Шабровский				Челябинский	
	№ обр.	Пс-7 (n = 11)	Пс-9 (n = 10)	Ук-117 (n = 17)	Ук-113 (n = 9)	Ук-152 (n = 4)	Ук-151 (n = 13)	Чл-484 (n = 21)
SiO ₂		51.35 ± 1.62 54.04–48.93	52.14 ± 1.17 54.12–50.57	52.09 ± 1.47 55.15–49.10	52.47 ± 1.27 54.90–50.76	52.89 ± 0.61 53.90–52.35	52.94 ± 1.47 56.62–51.40	52.77 ± 1.93 56.50–49.81
TiO ₂		0.36 ± 0.31 1.01–0.15	0.51 ± 0.22 0.84–0.17	0.39 ± 0.17 0.67–0.07	0.57 ± 0.32 1.39–0.17	0.39 ± 0.02 0.41–0.36	0.34 ± 0.16 0.63–0.00	0.37 ± 0.27 1.14–0.00
Al ₂ O ₃		5.48 ± 1.24 7.32–3.31	4.68 ± 0.87 5.92–3.28	4.12 ± 1.23 6.10–1.50	4.52 ± 0.97 5.91–2.85	4.33 ± 0.65 5.05–3.37	4.15 ± 1.18 5.40–0.87	4.13 ± 1.79 6.70–0.77
Cr ₂ O ₃		0.32 ± 0.30 1.08–0.05	0.28 ± 0.13 0.47–0.00	0.28 ± 0.24 0.94–0.05	0.36 ± 0.33 0.83–0.00	0.24 ± 0.04 0.31–0.21	0.80 ± 0.65 1.74–0.14	0.24 ± 0.26 1.06–0.02
FeO _{общ}		6.63 ± 0.48 7.34–5.83	8.05 ± 0.49 8.59–7.28	7.88 ± 0.88 9.85–6.04	7.63 ± 0.51 8.57–6.76	6.81 ± 0.19 7.11–6.60	7.21 ± 0.60 7.91–6.13	8.60 ± 0.95 10.04–6.14
MnO		0.16 ± 0.05 0.21–0.02	0.12 ± 0.06 0.18–0.00	0.18 ± 0.02 0.23–0.13	0.14 ± 0.08 0.21–0.00	0.05 ± 0.08 0.18–0.00	0.14 ± 0.06 0.23–0.02	0.18 ± 0.05 0.26–0.09
MgO		17.88 ± 0.82 19.24–16.62	17.30 ± 0.59 18.16–16.49	18.12 ± 0.89 19.75–16.17	18.85 ± 0.68 19.74–17.61	19.22 ± 0.13 19.39–19.04	18.36 ± 1.03 19.88–16.99	17.95 ± 1.02 19.98–16.05
CaO		12.31 ± 0.42 12.91–11.53	12.97 ± 0.17 13.26–12.73	12.56 ± 0.40 13.33–11.88	12.30 ± 0.43 13.07–11.47	11.63 ± 0.26 12.04–11.36	12.31 ± 0.51 13.30–11.45	12.15 ± 0.59 13.40–11.38
Na ₂ O		1.11 ± 0.24 1.63–0.79	0.73 ± 0.12 0.91–0.55	0.84 ± 0.30 1.41–0.25	1.04 ± 0.25 1.39–0.69	1.14 ± 0.22 1.33–0.078	1.00 ± 0.34 1.48–0.15	0.56 ± 0.28 0.82–0.00
K ₂ O		0.16 ± 0.09 0.28–0.02	0.35 ± 0.09 0.46–0.18	0.34 ± 0.11 0.53–0.08	0.33 ± 0.14 0.51–0.00	0.31 ± 0.01 0.33–0.29	0.29 ± 0.11 0.39–0.04	0.17 ± 0.10 0.36–0.00
Сумма		95.76	97.12	96.79	98.21	97.00	97.54	97.13
mg#		0.83 ± 0.02 0.86–0.80	0.80 ± 0.01 0.81–0.78	0.81 ± 0.02 0.86–0.77	0.82 ± 0.01 0.84–0.80	0.84 ± 0.00 0.84–0.83	0.82 ± 0.02 0.85–0.80	0.79 ± 0.03 0.86–0.74
Расчет формульных коэффициентов O = 23								
Si		7.37 ± 0.16	7.44 ± 0.11	7.43 ± 0.19	7.35 ± 0.21	7.45 ± 0.09	7.47 ± 0.18	7.49 ± 0.24
Al ^{IV}		0.63 ± 0.16	0.56 ± 0.11	0.55 ± 0.19	0.64 ± 0.21	0.55 ± 0.09	0.53 ± 0.18	0.51 ± 0.24
Al ^{VI}		0.30 ± 0.06	0.23 ± 0.04	0.20 ± 0.05	0.15 ± 0.08	0.16 ± 0.02	0.16 ± 0.07	0.18 ± 0.07
Ti		0.04 ± 0.03	0.06 ± 0.02	0.06 ± 0.02	0.07 ± 0.03	0.04 ± 0.00	0.04 ± 0.02	0.04 ± 0.03
Cr		0.04 ± 0.03	0.04 ± 0.01	0.03 ± 0.03	0.05 ± 0.03	0.03 ± 0.00	0.09 ± 0.07	0.03 ± 0.03
Fe ³⁺		0.06 ± 0.06	0.00 ± 0.00	0.15 ± 0.14	0.26 ± 0.20	0.26 ± 0.06	0.17 ± 0.17	0.20 ± 0.09
Fe ²⁺		0.74 ± 0.10	0.96 ± 0.06	0.78 ± 0.14	0.63 ± 0.20	0.55 ± 0.11	0.75 ± 0.20	0.84 ± 0.16
Mn		0.02 ± 0.01	0.02 ± 0.00	0.02 ± 0.01	0.03 ± 0.01	0.02 ± 0.00	0.03 ± 0.02	0.04 ± 0.01
Mg		3.83 ± 0.14	3.68 ± 0.11	3.85 ± 0.16	3.94 ± 0.11	4.03 ± 0.02	3.86 ± 0.19	3.80 ± 0.20
Ca		1.89 ± 0.06	1.99 ± 0.01	1.96 ± 0.06	1.85 ± 0.05	1.75 ± 0.04	1.86 ± 0.08	1.86 ± 0.09
Na		0.31 ± 0.06	0.21 ± 0.03	0.24 ± 0.08	0.28 ± 0.07	0.31 ± 0.06	0.28 ± 0.09	0.18 ± 0.06
K		0.03 ± 0.01	0.06 ± 0.02	0.06 ± 0.02	0.07 ± 0.01	0.06 ± 0.00	0.05 ± 0.02	0.03 ± 0.02

пинелида, связано с его крайне низкой растворимостью в базальтоидных расплавах и исключительно преимущественным вхождением в кристаллизующиеся минералы с октаэдрическими позициями, в результате чего наряду с хромитом пироксены, амфиболы и слюды также значимо удаляют хром из расплава [Sisson, 1994; Shiraki, 1997]. При этом обогащенные хромом амфиболы и слюды могут образоваться как непосредственно из расплава, богатого водой, так и перитектическим разложением богатых хромом пироксенов в соответствии с реакцией: $Cpx + Opx + melt = Amp + melt$, а также субсолидным преобразованием первично-магматического амфибола: $Amp_1 + Pl_1 + melt = Amp_2 + Pl_2 + Bt + Qtz + H_2O$.

С постмагматическим этапом связано замещение пироксена и высокоглиноземистого амфибола (Amp_1) его низкоглиноземистой разновидностью, актинолитом (Amp_2), совместно с титанитом (Ttn), эпидотом (Ep), мусковитом (Mu), альбитом (Ab), которое можно описать реакцией: $Amp_1 + Qtz + H_2O = Amp_2 + Ttn + Ep + Ab + Mu \pm Mt$. Такая реакция вызывает уменьшение объема первичного кристалла амфибола до 30%, провоцируя развитие в нем микротрещин [Okamoto, Toriumi, 2005]. Последнее обстоятельство лавинообразно усиливает диффузное развитие актинолита вдоль все новых и новых трещин и может служить объяснением наблюдаемых текстур в амфиболе. В итоге, несмотря на идиоморфизм вкрапленников, их зональность и

Таблица 6. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты (ф. к.) хромита

Table 6. Chemical composition (wt %) and formula units (f. u.) of chromite

Массив	Верх-исетский	Шабровский		Челябинский
№ обр.	ПС-7	УК-113	УК-151 (n = 6)	ЧЛ-484 (n = 4)
TiO ₂	0.32	0.30	0.39 ± 0.20 0.76–0.17	1.23 ± 1.09 3.10–0.42
Al ₂ O ₃	5.85	7.49	3.97 ± 0.57 4.61–3.19	5.42 ± 1.12 7.21–4.13
Cr ₂ O ₃	56.21	49.56	50.53 ± 3.28 54.20–44.85	39.18 ± 2.35 42.16–35.78
V ₂ O ₃	–	–	0.23 ± 0.03 0.27–0.20	0.38 ± 0.15 0.54–0.21
FeO _{общ}	33.65	36.86	39.82 ± 3.76 45.38–35.18	48.93 ± 1.68 50.44–46.12
MnO	1.35	2.25	2.29 ± 1.05 3.85–1.21	1.24 ± 0.15 1.39–1.08
MgO	0.50	0.35	0.33 ± 0.11 0.50–0.23	0.22 ± 0.05 0.28–0.16
NiO	–	–	0.09 ± 0.00 0.09–0.09	0.05 ± 0.01 0.06–0.04
ZnO	0.86	2.09	0.94 ± 0.25 1.42–0.71	1.31 ± 0.68 2.14–0.61
FeO _{расч}	29.57	27.44	28.51 ± 1.61 30.14–26.04	30.14 ± 1.65 32.59–28.47
Fe ₂ O _{3расч}	4.53	10.47	12.57 ± 2.52 16.94–10.16	20.88 ± 3.53 24.41–15.04
Сумма _{расч}	99.19	99.95	99.84	100.04
Расчет формульных коэффициентов O = 4				
Ti	0.01	0.01	0.01 ± 0.01	0.04 ± 0.04
Al	0.25	0.32	0.17 ± 0.02	0.24 ± 0.05
Cr	1.62	1.41	1.47 ± 0.10	1.13 ± 0.08
Fe ³⁺	0.12	0.28	0.35 ± 0.07	0.58 ± 0.09
V	0.00	0.00	0.00 ± 0.00	0.01 ± 0.00
Сумма	2.00	2.02	1.99 ± 0.01	1.95 ± 0.06
Fe ²⁺	0.90	0.83	0.88 ± 0.05	0.92 ± 0.06
Mn	0.04	0.07	0.07 ± 0.03	0.04 ± 0.01
Mg	0.03	0.02	0.02 ± 0.01	0.01 ± 0.00
Ni	0.00	0.00	0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.00
Zn	0.02	0.06	0.03 ± 0.01	0.04 ± 0.02
Сумма	0.99	0.97	0.99 ± 0.01	1.01 ± 0.04
Fe ²⁺ /(Mg + Fe ²⁺)	0.97	0.98	0.98 ± 0.01	0.99 ± 0.00
Fe ³⁺ /ΣFe	0.12	0.25	0.28 ± 0.03	0.38 ± 0.05
Cr/(Cr + Al)	0.87	0.82	0.90 ± 0.02	0.83 ± 0.04

первичный состав значительно, а в некоторых разностях пород и полностью, уничтожаются, появляются дополнительные минеральные фазы.

Сопоставление амфиболов ранней и поздней ассоциаций по содержанию хрома в целом демонстрирует их подобие, однако отмечается различный характер изменения содержания этого элемента. В актинолите, а также других железомagneзиальных силикатах постмагматического этапа концентрация хрома отчетливо возрастает вокруг зерен хромита,

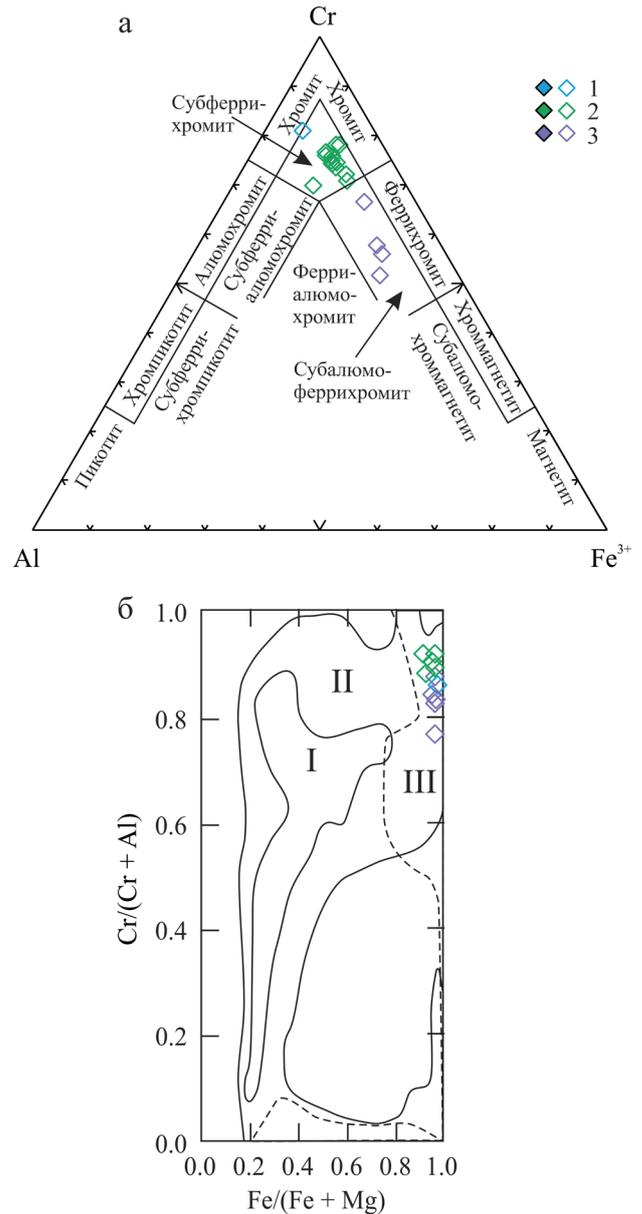


Рис. 7. Состав хромитов высокомагнезиальных пород.

а – классификационная диаграмма Cr–Al–Fe³⁺ для хромшпинелидов [Павлов, 1949].

б – диаграмма составов хромшпинелида в координатах Cr/(Cr + Al)–Fe/(Fe + Mg). Поля: I – более 90% встречающихся составов хромшпинелидов из основных и ультраосновных пород, II – более 50%, III – составы из метаморфических пород [Barnes, Roeder, 2001]. Условные обозначения см. на рис. 5.

Fig. 7. High-Mg rocks chromites composition.

а – Cr–Al–Fe³⁺ classification diagram for chrome-spinellids [Pavlov, 1949].

б – chrome-spinellid composition diagram in Cr/(Cr + Al)–Fe/(Fe + Mg) coordinates. Fields: I – more than 90% chrome-spinellid compositions from basic and ultrabasic rocks, II – more than 50%, III – compositions from metamorphic rocks [Barnes, Roeder, 2001]. See Fig. 5 for the legend.

Таблица 7. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты (ф. к.) содержащих хром титанита, эпидота, мусковита**Table 7.** Chemical composition (wt %) and formula units (f. u.) of Cr-bearing titanite, epidote, muscovite

Минерал	Титанит		Эпидот		Мусковит
	УК-151 (n = 7)	ЧЛ-484	УК-151 (n = 8)	ЧЛ-484 (n = 3)	УК-151 (n = 5)
SiO ₂	30.43 ± 0.40 30.96–29.90	29.82	37.56 ± 0.25 37.90–37.13	36.68 ± 0.97 37.62–35.35	47.65 ± 0.55 48.30–46.65
TiO ₂	36.75 ± 0.98 38.22–35.77	37.02	0.07 ± 0.03 0.14–0.02	–	0.69 ± 0.28 1.05–0.32
Al ₂ O ₃	0.90 ± 0.11 1.03–0.68	0.63	23.21 ± 0.77 24.78–22.17	21.61 ± 1.31 22.76–19.78	25.99 ± 1.10 27.33–24.28
Cr ₂ O ₃	1.03 ± 0.42 1.68–0.46	0.97	3.08 ± 1.28 4.66–1.23	1.38 ± 0.56 2.11–0.75	3.51 ± 1.82 6.33–1.24
FeO	0.65 ± 0.14* 0.91–0.49	0.45*	10.05 ± 0.53* 10.95–9.44	11.53 ± 0.32* 11.98–11.27	3.69 ± 0.16 3.92–3.52
MnO	0.01 ± 0.01 0.02–0.00	–	0.04 ± 0.01 0.05–0.03	–	–
MgO	0.01 ± 0.00 0.01–0.00	–	0.01 ± 0.01 0.02–0.00	–	2.89 ± 0.28 3.26–2.42
CaO	28.11 ± 0.60 28.85–27.34	28.16	22.31 ± 0.54 23.03–21.19	20.32 ± 2.65 23.14–16.78	–
SrO	–	–	1.83 ± 1.02 4.02–0.62	1.46 ± 0.96 2.41–0.34	–
Na ₂ O	–	–	–	–	0.13 ± 0.08 0.27–0.04
K ₂ O	–	–	–	–	10.90 ± 0.22 11.20–10.61
Сумма	98.00	97.05	98.16	97.80	95.45
Расчет формульных коэффициентов					
	O = 5		O = 12.5		O = 22
Si	1.01 ± 0.00	1.01	3.01 ± 0.01	3.09 ± 0.02	6.52 ± 0.03
Al	0.04 ± 0.00	0.03	2.11 ± 0.05	2.15 ± 0.09	4.19 ± 0.15
Ti	0.92 ± 0.01	0.94	0.00 ± 0.00	–	0.07 ± 0.03
Cr	0.03 ± 0.01	0.03	0.24 ± 0.07	0.09 ± 0.03	0.38 ± 0.20
Fe	0.02 ± 0.00	0.01	0.65 ± 0.02	0.85 ± 0.09	0.42 ± 0.02
Mg	0.00 ± 0.00	–	0.00 ± 0.00	–	0.59 ± 0.06
Mn	0.00 ± 0.00	–	0.00 ± 0.00	–	–
Ca	1.01 ± 0.01	1.02	1.96 ± 0.02	1.84 ± 0.20	–
Sr	–	–	0.08 ± 0.05	0.05 ± 0.05	–
Na	–	–	–	–	0.03 ± 0.03
K	–	–	–	–	1.90 ± 0.03

* Железо в форме Fe₂O₃.* Iron in the form of Fe₂O₃.

образуя ореолы мощностью в первые десятки микрон. При этом в более крупных (40–50 мкм) зернах хромшпинелида из лейкократовых включений в Шабровском массиве в краю шириной менее 5 мкм повышается доля железа. Этот факт свидетельствует о неравновесности поздних постмагматических силикатов и образованного ранее хромита.

Объяснением наблюдаемого явления служат обменные процессы между амфиболом и хромитом на постмагматической стадии. Их следствием служит появление локально обогащенных хромом фаз. В нашем случае это силикаты, содержащие Cr₂O₃ до 1.7% в амфиболе, 1.8 – титаните, 4.5 – эпидо-

те, 6.0% – мусковите. Столь высокое содержание в этих минералах хрома неоднократно описывалось в связи с наложенным метаморфическим или гидротермальным преобразованием хромитсодержащих пород (перидотитов, коматиитов и продуктов их размыва) в условиях пренит-пумпеллиитовой-амфиболитовой фаций низких и умеренных давлений [Grapes, 1981; Ashley, Martyn, 1987; Treloar, 1987; Pan, Fleet, 1989; Challis et al., 1995; Sanchez-Vizcaino, 1995; Devaraju et al., 1999; Grapes, Hoskin, 2004; Nagashima et al., 2006; и др.].

Как отмечено ранее, состав хромита в рассматриваемых высокомагнезиальных породах не отве-

чает магматическим разностям: он характеризуется высокими хромистостью и железистостью и низкой долей Fe^{3+} . Поиск информации о подобных хромитах в литературе показывает, что они обычны для метаморфизованных с участием флюида в условиях эпидот-амфиболитовой фации перидотитов, хромитовых руд, коматитов, лампрофиров или иных пород основного и среднего состава и продуктов их размыва в осадочных бассейнах [Pan, Fleet, 1989; Rock, 1991; Sabatier, 1991; Fortey et al., 1994; Challis et al., 1995; Sanchez-Vizcaino, 1995; Buba, Dobosi, 2004; Чашухин, 2008; Barra et al., 2014; Chen et al., 2014; Рыбникова, Светов, 2014; Kubinova et al., 2017; и др.]. В работах [Kimball, 1990; Farahat, 2008; Chen et al., 2014; Ahmed, Surour, 2016] рассмотрены главные изменения первичного состава магматических хромитов в высокотемпературных гидротермальных условиях под воздействием флюида: возрастание хромистости $Cr/(Cr + Al)$ и железистости $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$. Максимальные значения хромистости наблюдаются в хромитах, находящихся в ассоциации с глиноземистыми фазами – амфиболом, хлоритом, в которые перераспределяются Al и Mg, тем самым увеличивая долю Cr и Fe^{2+} в шпинели. Также при диффузном изменении первичного хромшпинелида на контакте с амфиболом в хромите возрастает доля Mn и Zn за счет Mg. При этом полнота преобразования первичного хромшпинелида и сохранность его реликтов определяются соотношением флюид/порода и температурой. В нашем случае высокая флюидонасыщенность, по-видимому, привела к полному преобразованию хромита, на что указывает отсутствие реликтов и широких вариаций состава.

ВЫВОДЫ

Известные к настоящему времени на Урале высокомагнезиальные породы преимущественно габбродиорит-кварцдиоритового состава ассоциируют с гранитоидными массивами повышенной основности. Их образование, как и образование вмещающих гранитов, относится к рубежу девона и карбона на Южном и концу каменноугольного времени на Среднем Урале. Высокомагнезиальные породы сложены порфирокристаллами амфибола (к которым иногда присоединяются диопсид и флогопит), заключенными в полевошпатовый или кварц-полевошпатовый базис.

Изучение взаимоотношений и химического состава породообразующих и акцессорных минералов выявило различное поведение хрома на магматическом и постмагматическом этапах эволюции пород. Минеральная ассоциация магматического этапа представлена хромитом и обогащенными хромом силикатами – паргаситом, диопсидом, флогопитом, кристаллизующимися из аномально богатого магнием высоководного расплава. Первичный хромшпинелид был полностью преобразован, его

состав характеризуется высокими хромистостью и железистостью, низкой долей Fe^{3+} .

Ассоциация постмагматического этапа представлена преобразованными ранее выделившимися кристаллами в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Замещение пироксена и паргасита на этой стадии сопровождалось развитием низкоглиноземистой роговой обманки, актинолита совместно с эпидотом, титанитом, мусковитом. Содержание хрома в минералах этой ассоциации унаследовано от замещаемых ими амфиболов и пироксена. В контакте с хромитом эти минералы обогащены хромом, что вызвано обменными диффузионными процессами между ними.

Полученные результаты могут быть использованы при разработке моделей поведения хрома, а также для построения генетических моделей образования высокомагнезиальных плутонических пород среднего состава в орогенных поясах.

Работа выполнена в рамках темы 0393-2016-0020 государственного задания ИГГ УрО РАН (№ гос. рег. АААА-А18-118052590029-6).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Зинькова Е.А., Монтеро П., Беа Ф. (2017) К вопросу об U-Pb возрасте цирконов из лейкогранитов соколинского камня Верхисетского массива (Средний Урал). *Ежегодник-2016. Тр. ИГГ УрО РАН*, 264-268.
- Зинькова Е.А., Ферштатер Г.Б. (1999) Габброиды и диориты Верхисетского массива: возможный протолит тоналит-гранодиоритовых серий. *Ежегодник-1998*. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 110-1150.
- Каллистов Г.А. (2011) Петрология гранитоидов Челябинского массива. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 23 с.
- Каллистов Г.А. (2014) Длительность и возрастные этапы становления Челябинского гранитоидного батолита. *Ежегодник-2013. Тр. ИГГ УрО РАН*, 343-349.
- Каллистов Г.А., Осипова Т.А. (2017) Геология и геохимия синплутонических даек в Челябинском гранитоидном массиве (Южный Урал). *Геодинамика и тектонофизика*, 8(2), 331-345.
- Павлов Н.В. (1949) Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов. М.: Наука, 88 с.
- Прибавкин С.В. (2000) Петрология основных пород в гранитоидах Шабровского и Шарташского массивов. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 28 с.
- Прибавкин С.В., Замятин Д.А. (2010) Хромсодержащий эпидот из меланодиоритов Шабровского массива, Средний Урал. *Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН*, № 157, 173-180.
- Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В. (2011) Возраст поздних орогенных гранитоидов Урала по данным U-Pb изотопии цирконов (на примере Шарташского и Шабровского массивов). *Докл. АН*, 438(3), 369-373.
- Пушкарев Е.В., Осипова Т.А. (1993) Гранитоидные включения в базитах Шабровского массива. *Ежегодник-1992*. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 44-47.

- Рыбникова З.П., Светов С.А. (2014) Геохимия акцессорных хромитов из мезоархейских коматиитов центральной Карелии (на примере совдозерской структуры). *Тр. Карельского НЦ РАН*, (1), 158-166.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Ларионов А.Н. (2014) Возраст и геодинамические условия формирования гранитоидов Верхисетского батолита, восточный склон Среднего Урала (по результатам U-Pb SIMS-датирования цирконов). *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, **22**(6), 26-44.
- Чашухин И.С. (2008) О природе хромитового оруденения в дунит-клинопироксенитовых комплексах Урала: следствие из состава хромшпинели. *Ежегодник-2007*. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 346-352.
- Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. (2013) TAS-Диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород. *Регион. геология и металлогения*, **56**, 40-50.
- Ahmed A.H., Surour A.A. (2016) Fluid-related modifications of Cr-spinel and olivine from ophiolitic peridotites by contact metamorphism of granitic intrusions in the Ablah area, Saudi Arabia. *J. Asian Earth Sci.*, **122**, 58-79.
- Armbruster T., Bonazzi C.P., Akasaka V.M., Bermanec V., Chopin C., Giere R., Heuss-Assbichler S., Liebscher A., Menchetti S., Pan Y., Pasero M. (2006) Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *Eu. J. Miner.*, **18**(5), 551-567.
- Ashley P.M., Martyn J.E. (1987) Chromium-bearing minerals from a metamorphosed hydrothermal alteration zone in the Archaean of eastern Australia. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, **157**, 81-111.
- Atherton M.P., Ghani A.A. (2002) Slab breakoff: a model for Caledonian, Late Granite syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos*, **62**, 65-85.
- Barnes S.J., Roeder P.L. (2001) The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks. *J. Petrol.*, **42**(12), 2279-2302.
- Barra F., Gervilla F., Hernandez E., Reich M., Padron-Navarta J.A., Gonzalez-Jimenes J.M. (2014) Alteration patterns of chromian spinels from La Cabana peridotite, south-central Chile. *Miner. Petrol.*, **108**, 819-83.
- Bea F., Montero P., Molina J.F. (1999) Mafic precursors, peraluminous granitoids, and late lamprophyres in the Avila batholith: a model for the generation of Variscan batholiths in Iberia. *J. Geol.*, **107**, 399-419.
- Bea F., Montero P., Zinger T. (2003) The nature and origin of the granite source layer of Central Iberia: evidence from trace element, Sr and Nd isotopes, and zircon age patterns. *J. Geol.*, **111**, 579-595.
- Buba G., Dobosi G. (2004) Lamprophyre-derived high-K mafic enclaves in Variscan granitoids from the Mecsek Mts. (South Hungary). *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen: J. Miner. Geochem.*, **180**(2), 115-147.
- Castro A., Corretge L.G., De la Rosa J.D., Fernandez C., Lopez S., Garcia-Moreno O., Chacon H. (2003) The appinite-migmatite complex of Sanabria, NW Iberian massif, Spain. *J. Petrol.*, **44**, 1309-1344.
- Challis A., Grapes R., Palmer K. (1995) Chromian muscovite, uvarovite, and zinziyan chromite: products of regional metasomatism in Northwest Nelson, New Zealand. *Can. Miner.*, **33**, 1263-1284.
- Chen X., Wang D., Wang X.L., Gao J.F., Shu X.J., Zhou J.C., Qi L. (2014) Neoproterozoic chromite-bearing high-Mg diorites in the western part of the Jiangnan orogen, southern China: Geochemistry, petrogenesis and tectonic implications. *Lithos*, **200-201**, 35-48.
- Deer W.A., Howie A., Zussman J. (1986) An introduction to rock-forming minerals. 17th. Longman Ltd. 528 p.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1997) Rock-forming Minerals: Double-Chain Silicates, V. 2B. Geol. Soc. London, 764 p.
- Devaraju T.S., Raith M.M., Spiering B. (1999) Mineralogy of the Archean barite deposit of Ghattihosahalli, Karnataka, India. *Can. Miner.*, **37**, 603-617.
- Farahat E.S. (2008) Chrome-spinels in serpentinites and talc carbonates of the El Ideid-El Sodmein District, central Eastern Desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications. *Chemie der Erde*, **68**, 193-205.
- Fortey N.J., Cooper A.H., Henney P.J., Colman T., Nancarrow P.H.A. (1994) Appinitic intrusions in the English Lake District. *Miner. Petrol.*, **51**(2-4), 355-375.
- Fowler M.B. (1988) Ach'uaire hybrid appinite pipes: evidence for mantle-derived shoshonitic parent magmas in Caledonian granite genesis. *Geology*, **16**, 1026-1030.
- Fowler M.B., Henney P.J., Darbyshire D.P.F., Greenwood P.B. (2001) Petrogenesis of high Ba-Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland. *J. Geol. Soc.*, **158**, 521-534.
- Fowler M.B., Kocks H., Darbyshire D.P.F., Greenwood P.B. (2008) Petrogenesis of high Ba-Sr plutons from the Northern Highlands Terrane of the British Caledonian Province. *Lithos*, **105**, 129-148.
- Giuli G., Bonazzi P., Menchetti S. (1999) Al-Fe disorder in synthetic epidotes; a single-crystal X-ray diffraction study. *Amer. Miner.*, **84**(5-6), 933-936.
- Grapes R.H. (1981) Chromian epidote and zoisite in kyanite amphibolite, Southern Alps, New Zealand. *Amer. Miner.*, **66**, 974-975.
- Grapes R.H., Hoskin P.W.O. (2004) Epidote Group Minerals in Low-Medium Pressure Metamorphic Terranes. *Rev. Miner. Geochem.*, **56**, 301-345.
- Hamidullah S. (2007) Petrography and mineral chemistry as indicators of variations of crystallization conditions in the Loch Lomond and Appin appinite suites, western Scotland. *Proc. Geol. Assoc.*, **118**(1), 101-115.
- Hamidullah S., Bowes D.R., (1987) Petrogenesis of the appinite suite, Appin District, Western Scotland. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, (4), 295-396.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**, 2031-2048.
- Kimball K.L. (1990) Effects of hydrothermal alteration on the compositions of chromian spinels. *Contrib. Miner. Petrol.*, **105**, 337-346.
- Kubimova S., Faryad S.W., Verner K., Schmitz M., Holub F. (2017) Ultrapotassic dykes in the Moldanubian Zone and their significance for understanding of the post-collisional mantle dynamics during Variscan orogeny in the Bohemian Massif. *Lithos*, **272-273**, 205-221.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moya J.-F., Champion D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, **79**, 1-24.
- McCarro J.J., Smellie J.L. (1998) Tectonic implications of

- fore-arc magnesian and generation of high-magnesian andesites: Alexander Island, Antarctica. *J. Geol. Soc. Lond.*, **155**, 269-280.
- Miller C.F., Stoddard E.F., Bradfish L.J., Dollase W.A. (1981) Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Can. Miner.*, **19**, 25-34.
- Molina Palma J.F., Moreno J.A., Castro A., Rodríguez C., Fershtater G.B. (2015) Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*, **232**, 286-305.
- Molina Palma J.F., Scarrow J.H., Montero P., Bea F. (2009) Petrogenetic significance of Ti-rich amphibole in calc-alkaline mafic to ultramafic rocks: the Variscan appinites of Central Iberia. *Contrib. Miner. Petrol.*, **158**, 69-98.
- Murphy J.B. (2013) Appinite suites: A record of the role of water in the genesis, transport, emplacement and crystallization of magma. *Earth-Sci. Rev.*, **119**, 35-59.
- Nagashima M., Akasaka M., Sakurai T. (2006) Chromian epidote in omphacite rocks from the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *J. Miner. Petrol. Sci.*, **101**(4), 157-169.
- Okamoto A., Toriumi M. (2005) Progress of actinolite-forming reactions in mafic schists during retrograde metamorphism: an example from the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *J. Metamorph. Geol.*, **23**, 335-356.
- Pan Y., Fleet M. (1989) Cr-rich calc-silicates from the Hemlo area, Ontario. *Can. Miner.*, **27**, 565-577.
- Pitcher W.S. (1997) The Nature and Origin of Granite. 2-nd ed. London, Chapman and Hall, 395 p.
- Qian Q., Hermann J. (2010) Formation of High-Mg Diorites through Assimilation of Peridotite by Monzodiorite Magma at Crustal Depths. *J. Petrol.*, **57**(7), 1381-1416.
- Rock N.M.S. (1991) Lamprophyres. Glasgow, Blackie, 284 p.
- Sabatier H. (1991) Vaugnerites: Special lamprophyre-derived mafic enclaves in some Hercynian granites from Western and Central Europe. *Enclaves in Granite Petrology*. (Ed. by J. Didier, B. Barbarin). Amsterdam, Elsevier, 63-81.
- Sanchez-Vizcaino V.L. (1995) The behavior of Cr during metamorphism of carbonate rocks from the Nevado-Filabride complex, Betic Cordilleras, Spain. *Can. Miner.*, **33**, 85-104.
- Sisson T.W. (1994) Hornblende-melt trace-element partitioning measured by ion microprobe. *Chem. Geol.*, **117**(1-4), 331-344.
- Scarrow J.H., Bea F., Montero P., Molina J.F. (2009a) Shoshonites, vaugnerites and potassic lamprophyres: similarities and differences between 'ultra'-high-K rocks. *Earth and Environmental Sci. Transactions of the Royal Soc. Edinburgh*, **99**, 1-17.
- Scarrow J.H., Molina Palma J.F., Bea F., Montero P. (2009b) Within-plate calc-alkaline rocks: Insights from alkaline mafic magma-peraluminous crustal melt hybrid appinites of the Central Iberian Variscan continental collision. *Lithos*, **110**, 50-64.
- Shiraki K. (1997) Geochemical Behavior of Chromium. *Res. Geol.*, **47**(6), 319-330.
- Simon F.O., Rollinson C.L. (1976) Chromium in rocks and minerals from the southern California batholith. *Chem. Geol.*, **17**, 73-88.
- Speer J.A. (1984) Micas in igneous rocks. *Micas. Rev. Miner.*, **13**, 299-356.
- Stern R.A., Hanson G.N., Shirey S.B. (1989) Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archaean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in South-western Superior Province. *Can. J. Earth Sci.*, **26**, 1688-1712.
- Tatsumi Y., Ishizaka K. (1982) Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan: I. Petrographical and chemical characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **60**(2), 293-304.
- Tatsumi Y., Furukawa Y. (2003) Slab melting in sanukitoid magma formation: Geophysical and geochemical constraints. *Geophys. Res. Abstracts*, **5**(08022).
- Tiepolo M., Tribuzio R., Langone A. (2011) High-Mg andesite petrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: evidence from Adamello hornblendites (Central Alps, Italy). *J. Petrol.*, **52**, 1011-1045.
- Treloar P.J. (1987) Chromian muscovites and epidotes from Outokumpu, Finland. *Miner. Mag.*, **51**, 593-599.
- Ye H.-M., Li X.-H., Li Z.-X., Zhang C.-L. (2008) Age and origin of high Ba-Sr appinite-granites at the northwestern margin of the Tibet Plateau: implications for Early Paleozoic tectonic evolution of the Western Kunlun orogenic belt. *Gondwana Res.*, **13**, 126-138.

REFERENCES

- Ahmed A.H., Surour A.A. (2016) Fluid-related modifications of Cr-spinel and olivine from ophiolitic peridotites by contact metamorphism of granitic intrusions in the Ablah area, Saudi Arabia. *J. Asian Earth Sci.*, **122**, 58-79.
- Armbruster T., Bonazzi C.P., Akasaka V.M., Bermanec V., Chopin C., Giere R., Heuss-Assbichler S., Liebscher A., Menchetti S., Pan Y., Pasero M. (2006) Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *Eu. J. Miner.*, **18**(5), 551-567.
- Ashley P.M., Martyn J.E. (1987) Chromium-bearing minerals from a metamorphosed hydrothermal alteration zone in the Archaean of eastern Australia. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, **157**, 81-111.
- Atherton M.P., Ghani A.A. (2002) Slab breakoff: a model for Caledonian, Late Granite syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos*, **62**, 65-85.
- Barnes S.J., Roeder P.L. (2001) The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks. *J. Petrol.*, **42**(12), 2279-2302.
- Barra F., Gervilla F., Hernandez E., Reich M., Padron-Navarta J.A., Gonzalez-Jimenes J.M. (2014) Alteration patterns of chromian spinels from La Cabana peridotite, south-central Chili. *Miner. Petrol.*, **108**, 819-83.
- Bea F., Montero P., Molina J.F. (1999) Mafic precursors, peraluminous granitoids, and late lamprophyres in the Avila batholith: a model for the generation of Variscan batholiths in Iberia. *J. Geol.*, **107**, 399-419.
- Bea F., Montero P., Zinger T. (2003) The nature and origin of the granite source layer of Central Iberia: evidence from trace element, Sr and Nd isotopes, and zircon age patterns. *J. Geol.*, **111**, 579-595.
- Buba G., Dobosi G. (2004) Lamprophyre-derived high-K mafic enclaves in Variscan granitoids from the Mecsek Mts. (South Hungary). *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen: J. Miner. Geochem.*, **180**(2), 115-147.
- Castro A., Corretge L.G., De la Rosa J.D., Fernandez C., Lopez S., Garcia-Moreno O., Chacon H. (2003) The ap-

- pinite-migmatite complex of Sanabria, NW Iberian massif, Spain. *J. Petrol.*, **44**, 1309-1344.
- Challis A., Grapes R., Palmer K. (1995) Chromian muscovite, uvarovite, and zinzian chromite: products of regional metasomatism in Northwest Nelson, New Zealand. *Can. Miner.*, **33**, 1263-1284.
- Chashchuhin I.S. (2008) On the nature of chromite mineralization in the dunite-clinopyroxenite complexes of the Urals: a consequence from the composition of the chromium spinel. *Ezhegodnik-2007*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 346-352.
- Chen X., Wang D., Wang X.L., Gao J.F., Shu X.J., Zhou J.C., Qi L. (2014) Neoproterozoic chromite-bearing high-Mg diorites in the western part of the Jiangnan orogen, southern China: Geochemistry, petrogenesis and tectonic implications. *Lithos*, **200-201**, 35-48.
- Deer W.A., Howie A., Zussman J. (1986) An introduction to rock-forming minerals. 17th. Longman Ltd. 528 p.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1997) Rock-forming Minerals: Double-Chain Silicates, V. 2B. Geol. Soc. London, 764 p.
- Devaraju T.S., Raith M.M., Spiering B. (1999) Mineralogy of the archaean barite deposit of Ghattihosahalli, Karnataka, India. *Can. Miner.*, **37**, 603-617.
- Farahat E.S. (2008) Chrome-spinels in serpentinites and talc carbonates of the El Ideid-El Sodmein District, central Eastern Desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications. *Chemie der Erde*, **68**, 193-205.
- Fortey N.J., Cooper A.H., Henney P.J., Colman T., Nancarrow P.H.A. (1994) Appinitic intrusions in the English Lake District. *Miner. Petrol.*, **51**(2-4), 355-375.
- Fowler M.B. (1988) Ach'uaie hybrid appinite pipes: evidence for mantle-derived shoshonitic parent magmas in Caledonian granite genesis. *Geology*, **16**, 1026-1030.
- Fowler M.B., Henney P.J., Darbyshire D.P.F., Greenwood P.B. (2001) Petrogenesis of high Ba-Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland. *J. Geol. Soc.*, **158**, 521-534.
- Fowler M.B., Kocks H., Darbyshire D.P.F., Greenwood P.B. (2008) Petrogenesis of high Ba-Sr plutons from the Northern Highlands Terrane of the British Caledonian Province. *Lithos*, **105**, 129-148.
- Giuli G., Bonazzi P., Menchetti S. (1999) Al-Fe disorder in synthetic epidotes; a single-crystal X-ray diffraction study. *Amer. Miner.*, **84**(5-6), 933-936.
- Grapes R.H. (1981) Chromian epidote and zoisite in kyanite amphibolite, Southern Alps, New Zealand. *Amer. Miner.*, **66**, 974-975.
- Grapes R.H., Hoskin P.W.O. (2004) Epidote Group Minerals in Low-Medium Pressure Metamorphic Terranes. *Rev. Miner. Geochem.*, **56**, 301-345.
- Hamidullah S. (2007) Petrography and mineral chemistry as indicators of variations of crystallization conditions in the Loch Lomond and Appin appinite suites, western Scotland. *Proc. Geol. Assoc.*, **118**(1), 101-115.
- Hamidullah S., Bowes D.R. (1987) Petrogenesis of the appinite suite, Appin District, Western Scotland. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, (4), 295-396.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**, 2031-2048.
- Kallistov G.A. (2011) *Petrologiya granitoidov Chelyabiskogo massiva*. Dis. kand. geol.-min. nauk [Petrology of granitoids of the Chelyabinsk massif. Cand. geol. and mineral. sci. diss.]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 23 p. (in Russian)
- Kallistov G.A. (2014) Duration and age stages of the formation of the Chelyabinsk granitoid batholith. *Ezhegodnik-2013*, Proc. IGG. UB RAS, No. 161, 343-349. (in Russian)
- Kallistov G.A., Osipova T.A. (2017) Geology and geochemistry of synplutonic dykes in the Chelyabinsk granitoid massif, South Urals. *Geodynamics and tectonophysics*, **8**(2), 331-345. (In Russian)
- Kimball K.L. (1990) Effects of hydrothermal alteration on the compositions of chromian spinels. *Contrib. Miner. Petrol.*, **105**, 337-346.
- Kubiinova S., Faryad S.W., Verner K., Schmitz M., Holub F. (2017) Ultrapotassic dykes in the Moldanubian Zone and their significance for understanding of the post-collisional mantle dynamics during Variscan orogeny in the Bohemian Massif. *Lithos*, **272-273**, 205-221.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, **79**, 1-24.
- McCarro J.J., Smellie J.L. (1998) Tectonic implications of fore-arc magnesian and generation of high-magnesian andesites: Alexander Island, Antarctica. *J. Geol. Soc. Lond.*, **155**, 269-280.
- Miller C.F., Stoddard E.F., Bradfish L.J., Dollase W.A. (1981) Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Can. Miner.*, **19**, 25-34.
- Molina Palma J.F., Moreno J.A., Castro A., Rodríguez C., Fershtater G.B. (2015) Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*, **232**, 286-305.
- Molina Palma J.F., Scarrow J.H., Montero P., Bea F. (2009) Petrogenetic significance of Ti-rich amphibole in calc-alkaline mafic to ultramafic rocks: the Variscan appinites of Central Iberia. *Contrib. Miner. Petrol.*, **158**, 69-98.
- Murphy J.B. (2013) Appinite suites: A record of the role of water in the genesis, transport, emplacement and crystallization of magma. *Earth-Sci. Rev.*, **119**, 35-59.
- Nagashima M., Akasaka M., Sakurai T. (2006) Chromian epidote in omphacite rocks from the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *J. Miner. Petrol. Sci.*, **101**(4), 157-169.
- Okamoto A., Toriumi M. (2005) Progress of actinolite-forming reactions in mafic schists during retrograde metamorphism: an example from the Sambagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *J. Metamorph. Geol.*, **23**, 335-356.
- Pan Y., Fleet M. (1989) Cr-rich calc-silicates from the Hemlo area, Ontario. *Can. Miner.*, **27**, 565-577.
- Pavlov N.V. (1949) *Khimicheskii sostav khromshpinelidov v svyazi s petrograficheskim sostavom porod ul'traosnovnykh intruzivov* [Chemical composition of chromspinel in connection with the petrographic composition of rocks of ultrabasic intrusions]. Moscow, Nauka Publ., 88 p. (In Russian)
- Pitcher W.S. (1997) *The Nature and Origin of Granite*. London, Chapman and Hall, 395 p.
- Pribavkin S.V. (2000) *Petrologiya osnovnykh porod v granitoidakh Shabrovskogo i Shartashskogo massivov*. Dis. kand. geol.-min. nauk [Petrology of the basic rocks in the

- granitoids of the Shabry and Shartash massifs. Cand. geol. and mineral sci. diss.]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 28 p. (In Russian)
- Pribavkin S.V., Pushkarev E.V. (2011) The age of late orogenic granitoids of the Urals based on U-Pb isotope dating of zircons (exemplified by the Shartash and Shabry massifs). *Dokl. Akad. Nauk*, **438**(1), 627-631. (In Russian)
- Pribavkin S.V., Zamyatin D.A. (2010) Chromium-bearing epidote from the melanodiorites of the Shabrovsky Massif, Middle Urals. *Ezhegodnik-2009*, Proc. IGG. UB RAS, No. 157, 173-180. (In Russian)
- Pushkarev E.V., Osipova T.A. (1993) Inclusions of granitoids in the basic rocks of the Shabrovsky massif. *Ezhegodnik-1992*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 44-47. (In Russian)
- Qian Q., Hermann J. (2010) Formation of High-Mg Diorites through Assimilation of Peridotite by Monzodiorite Magma at Crustal Depths. *J. Petrol.*, **57**(7), 1381-1416.
- Rock N.M.S. (1991) Lamprophyres. Glasgow, Blackie, 284 p.
- Rybnikova Z.P., Svetov S.A. (2014) Geochemistry of accessory chromites in mesoarchean komatiites from central Karelia (sovdzero structure). *Tr. Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN*, (1), 158-166. (In Russian)
- Sabatier H. (1991) Vaugnerites: Special lamprophyre-derived mafic enclaves in some Hercynian granites from Western and Central Europe. *Enclaves in Granite Petrology*. Ed. by J. Didier, B. Barbarin. Amsterdam, Elsevier, 63-81.
- Sanchez-Vizcaino V.L. (1995) The behavior of Cr during metamorphism of carbonate rocks from the Nevado-Filabride complex, Betic Cordilleras, Spain. *Can. Miner.*, **33**, 85-104.
- Scarrow J.H., Bea F., Montero P., Molina J.F. (2009a) Shoshonites, vaugnerites and potassic lamprophyres: similarities and differences between 'ultra'-high-K rocks. *Earth and Environmental Sci. Transactions of the Royal Soc. Edinburgh*, **99**, 1-17.
- Scarrow J.H., Molina Palma J.F., Bea F., Montero P. (2009b) Within-plate calc-alkaline rocks: Insights from alkaline mafic magma-peraluminous crustal melt hybrid apinites of the Central Iberian Variscan continental collision. *Lithos*, **110**, 50-64.
- Sharpenok L.N., Kostin A.E., Kukhareno E.A. (2013) TAS-Diagram the sum of alkalis-silica for chemical classification and diagnostics of plutonic rocks. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*, **56**, 40-50 p. (In Russian)
- Shiraki K. (1997) Geochemical Behavior of Chromium. *Res. Geol.*, **47**(6), 319-330.
- Simon F.O., Rollinson C.L. (1976) Chromium in rocks and minerals from the southern California batholith. *Chem. Geol.*, **17**, 73-88.
- Sisson T.W. (1994) Hornblende-melt trace-element partitioning measured by ion microprobe. *Chem. Geol.*, **117**(1-4), 331-344.
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Larionov A.N. (2014) The U-Pb SIMS zircon age and geodynamic conditions of formation of granitoides of the Verkhisetsk batholith, the eastern slope of the Middle Urals. *Stratigr. Geol. Corre.*, **22**(6), 26-44. (In Russian)
- Speer J.A. (1984) Micas in igneous rocks. *Micas. Rev. Miner.*, **13**, 299-356.
- Stern R.A., Hanson G.N., Shirey S.B. (1989) Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archaean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in South-western Superior Province. *Can. J. Earth Sci.*, **26**, 1688-1712.
- Tatsumi Y., Furukawa Y. (2003) Slab melting in sanukitoid magma formation: Geophysical and geochemical constraints. *Geophys. Res. Abstracts*, **5**(08022).
- Tatsumi Y., Ishizaka K. (1982) Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan: I. Petrographical and chemical characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **60**(2), 293-304.
- Tiepolo M., Tribuzio R., Langone A. (2011) High-Mg andesite petrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: evidence from Adamello hornblendites (Central Alps, Italy). *J. Petrol.*, **52**, 1011-1045.
- Treloar P.J. (1987) Chromian muscovites and epidotes from Outokumpu, Finland. *Miner. Mag.*, **51**, 593-599.
- Ye H.-M., Li X.-H., Li Z.-X., Zhang C.-L. (2008) Age and origin of high Ba-Sr apinites-granites at the northwestern margin of the Tibet Plateau: implications for early Paleozoic tectonic evolution of the Western Kunlun orogenic belt. *Gondw. Res.*, **13**, 126-138.
- Zin'kova E.A., Fershtater G.B. (1999) Gabbroids and diorites of the Verkhisetsk Massif: possible protolith of the tonalite-granodiorite series. *Ezhegodnik-1998*, Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 110-1150. (In Russian)
- Zin'kova E.A., Montero P., Bea F. (2017) On the U-Pb age of zircons from leucogranites of the Sokol Kamen of the Verkhisetsk Massif (Middle Urals). *Ezhegodnik-2016*. Proc. of the Institute of Geol. and Geochem. UB RAS, No. 164, 264-268. (In Russian)