

УДК 551.73(470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-5-721-739

Амфиболовые перидотиты и горнблендиты интрузии Шрисгеймитовая горка Ревдинского массива (Платиноносный пояс Урала)

П. С. Козлов¹, С. В. Берзин¹, К. С. Иванов¹, Д. С. Юдин²

¹Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: geoeso2012@yandex.ru

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3

Поступила в редакцию 23.03.2023 г., принята к печати 24.05.2023 г.

Объект исследования. Интрузия ($\approx 400 \times 400$ м) амфиболовых ультрабазитов в районе Шрисгеймитовой горки в Ревдинском массиве Платиноносного пояса Урала, сложенная амфиболовыми перидотитами (шрисгеймитами, амфиболовыми верлитами) со шширами оливинитов в ядре, амфибол-оливиновыми клинопироксенитами в периферии, залегающими в окружении габбро и габбро-амфиболитов с дайками горнблендитов. Задача данной работы – охарактеризовать амфиболовые ультрабазиты, крайне редко встречающиеся в других массивах Платиноносного пояса Урала, в целях расширения представлений о водном ультраосновном магматизме. **Материалы и методы.** Для определения возраста из двух проб отобраны монофракции высокоглиноземистого амфибола (ряда паргасит–магнезиогастингсит), не подвергавшегося существенным метаморфическим преобразованиям. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование осуществляли по методике, описанной в работах (Травин и др., 2009; Yudin et al., 2021). Измерения изотопного состава аргона производились на масс-спектрометре “Micromass 5400” (ИГМ СО РАН). **Результаты.** Амфиболовые перидотиты имеют гипидиоморфозернистую или пойкилитовую структуру пород, а также типичный для водосодержащих магматических образований минеральный состав (оливин, амфибол, флогопит), что указывает на кристаллизацию данных ультраосновных пород из водонасыщенной магмы. Среди крупнозернистых шрисгеймитов выявлены шшировые обособления мелко- и среднезернистых шрисгеймитов и оливинитов. В амфиболовых перидотитах, амфиболовых оливиновых клинопироксенитах и горнблендитах наблюдается дефицит высоkozарядных элементов (HFSE) и обогащение крупноионными литофильными элементами (LILE) (при контрастном поведении Cs и Rb), что в целом характерно для надсубдукционных магматических образований. Также обогащение LILE связывается с присутствием флюидной фазы при кристаллизации магм. По амфиболам получен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст образования шрисгеймитов – 536 ± 17 млн лет – и горнблендитов – 437.2 ± 6.7 млн лет. Возраст последних существенно отличается от возрастов горнблендитов, определенных ранее. **Выводы.** Результаты исследования расширяют современные представления о составе, времени и характере ультраосновного водного магматизма в массивах Платиноносного пояса Урала. Образование даек горнблендитов в разных массивах Платиноносного пояса Урала происходило в достаточно длинном временном интервале – от раннего силура до раннего девона.

Ключевые слова: Урал, Платиноносный пояс Урала, Ревдинский массив, шрисгеймит, амфиболовый перидотит, горнблендит, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст

Источник финансирования

Исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда (проект № 22-17-00027, <https://rscf.ru/project/22-17-00027/>) (50%), в рамках государственных заданий ИГГ УрО РАН (тема № 123011800014-3) (40%) и ИГМ СО РАН ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование) (10%), с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН, дооснащение и комплексное развитие которого осуществляются при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680

Amphibole peridotite and hornblende of the Schrisheimite Hill intrusion of the Revdinskiy massif (Ural Platinum Belt)

Pavel S. Kozlov¹, Stepan V. Berzin¹, Kirill S. Ivanov¹, Denis S. Yudin²

Для цитирования: Козлов П.С., Берзин С.В., Иванов К.С., Юдин Д.С. (2023) Амфиболовые перидотиты и горнблендиты интрузии Шрисгеймитовая горка Ревдинского массива (Платиноносный пояс Урала). *Литосфера*, **23**(5), 721-739. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-721-739>

For citation: Kozlov P.S., Berzin S.V., Ivanov K.S., Yudin D.S. (2023) Amphibole peridotite and hornblende of the Schrisheimite Hill intrusion of the Revdinskiy massif (Ural Platinum Belt). *Lithosphere (Russia)*, **23**(5), 721-739. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-721-739>

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: geoeco2012@yandex.ru

²V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptug av., Novosibirsk 630090, Russia

Received 23.03.2023, accepted 24.05.2023

Research subject. We studied the concentric-zonal massif ($\approx 400 \times 400$ m) of amphibole-rich ultramafic rocks composed of amphibole peridotite (schriesheimite and amphibole wehrlite) with olivinite schlieren, pyroxenite and hornblendite located among gabbro at the Schriesheimite Hill in the Revdinskiy massif of the Ural Platinum Belt. The scope is characteristic of both of amphibole peridotites, which are extremely rare in the massifs of the Ural Platinum Belt, and the associated amphibole-rich ultramafic rocks. **Aim.** To expand the understanding of aqueous ultramafic magmatism in Ural Platinum Belt massifs. **Materials and methods.** To determine the age, we selected monofractions of high-alumina amphibole (pargasite-magnesiohastingsite) from two samples. Amphibole is not significantly altered by the regional metamorphism. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating was carried out according to the method described in (Travin et al., 2009; Yudin et al., 2021). The argon isotope composition was measured using a Micromass 5400 mass spectrometer (IGM SB RAS). **Results.** Amphibole peridotite has a hypidiomorphic (subhedral) or poikilitic texture. It is typical of igneous rocks, which indicates the crystallization of amphibole peridotite was by H₂O-saturated magmas. Schlieren segregations of fine-grained schriesheimites and fine-grained olivinites are among coarse-grained schriesheimites. Amphibole peridotite, pyroxenite and hornblendite are deficient in high field strength elements (HFSE) and enriched in large ion lithophile elements (LILE) (with contrast concentration of Cs and Rb), which is typical of supra-subduction igneous formations. We obtained a ⁴⁰Ar-³⁹Ar age of 437.2 ± 6.7 Ma for an amphibole from hornblendite, which differs significantly from the ages of hornblendite determined earlier. **Conclusions.** Our new data indicate that hornblendite dikes in different UPB massifs formed over a fairly long time interval from the Early Silurian to the Early Devonian. These data expand modern ideas about the timing and nature of ultramafic water magmatism in the massifs of the Ural Platinum Belt.

Keywords: Urals, Ural Platinum Belt, Revdinskiy massif, schriesheimite, amphibole peridotite, hornblendite, ⁴⁰Ar/³⁹Ar age

Funding information

The study was supported by a grant from the Russian Science Foundation (project No. 22-17-00027, <https://rscf.ru/project/22-17-00027/>) (50%) and as a part of the IGG UB RAS State assignment (state registration No. 123011800014-3) (40%) and IGM SB RUS State assignment (10%) using the "Geoanalitik" shared research facilities of the IGG UB RAS. The re-equipment and comprehensive development of the "Geoanalitik" shared research facilities of the IGG UB RAS is financially supported by the grant of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (Agreement No. 075-15-2021-680)

ВВЕДЕНИЕ

Ревдинский массив располагается на Среднем Урале в 45 км к западу от г. Екатеринбурга и является самым южным в цепочке массивов Платиноносного пояса Урала (ППУ). Массив простирается в субмеридиональном направлении более чем на 80 км при ширине от 2 до 15 км. Большая часть Ревдинского массива сложена полосчатыми амфиболитизированными габбро и кытлымитами, среди которых присутствуют тела оливиновых габбро, пироксенитов, габбро-норитов и габбро. Кроме того, в строении массива выделяются интрузии габбро-диоритов и диоритов, традиционно рассматриваемые как более поздние образования (Фоминых и др., 1974; Иванов, 1997). Ультраосновные породы в Ревдинском массиве представлены Омутнинским телом дунитов в южной части массива (рис. 1), относительно крупным телом горнблендитов (с меланократовыми габбро и пироксенитами), вскры-

тых карьером Первоуральского титаномагнетитового месторождения (см. рис. 1), и несколькими небольшими телами ультрабазитов, располагающихся вблизи западной границы массива (Фоминых и др., 1974; Иванов, 1997). Среди последних стоит отметить линзовидное тело верлитов, окруженных оливиновыми клинопироксенитами, в районе пруда в пос. Магнитке ($56^{\circ}52'18.2''$ с.ш., $59^{\circ}58'26.7''$ в.д.). Мощность тела в плане составляет несколько десятков метров, оно прослеживается на несколько сотен метров в субмеридиональном направлении. В ходе геологосъемочных работ под руководством В.Г. Варганова (1962–1963 гг.) закартировано линзовидное тело перидотитов в среднем течении, в северном борту р. Тёмной. Небольшое тело ультрабазитов описано при геологосъемочных работах под руководством И.И. Зенкова (1968–1973 гг.) в борту долины р. Кислянки, в районе бывшей деревни Кислянки Дегтярской. В междуречье рек Широкой и Узкой описано небольшое удлиненное

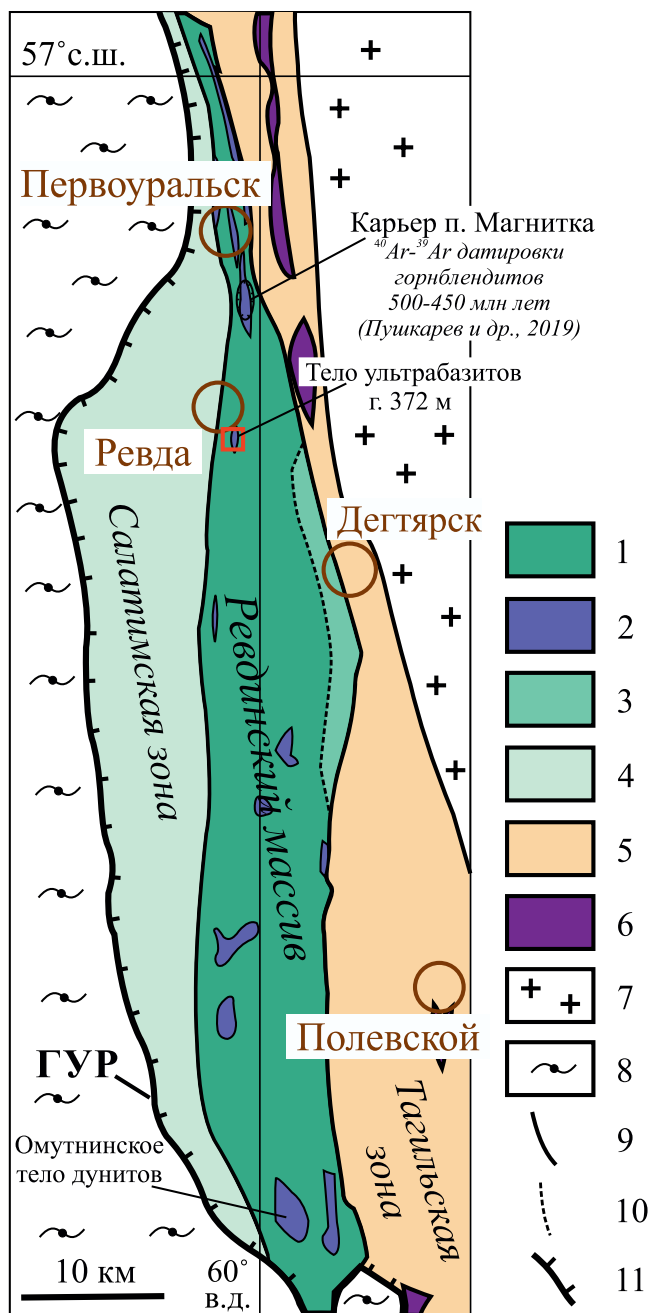


Рис. 1. Геологическая схема Ревдинского массива ППУ по данным (Петров и др., 2011; Водолазская и др., 2015; Калугина и др., 2017) с упрощениями и дополнениями и положение в ней интрузии амфиболовых ультрабазитов Шрисгеймитовая горка.

1, 2 – породы Ревдинского массива: 1 – габбро, габбро-нориты, оливиновые габбро, габбро-амфиболиты; 2 – дуниты, верлиты, клинопироксениты, горнблендиты; 3 – фрагменты офиолитов (габбро, параллельные долеритовые дайки); 4 – метаморфизованные вулканиты и вулканогенно-осадочные породы Салатимской зоны; 5 – вулканогенные и осадочные породы Тагильской палеоостроводужной зоны; 6 – тела серпентинитов Серовско-Маукского офиолитового пояса;

7 – гранитоиды Верх-Исетского массива; 8 – выступ кристаллических пород Западно-Уральской мегазоны; 9, 10 – границы: 9 – тектонические, 10 – предполагаемые; 11 – Главный уральский разлом (ГУР). Красным прямоугольником отмечено положение тела амфиболовых ультрабазитов Шрисгеймитовая горка.

Fig. 1. Schematic geological map of the Revdinskiy massif of the Ural Platinum Belt according to (Petrov et al., 2011; Vodolazskaya et al., 2015; Kalugina et al., 2017) and the position of the Schrisheimite Hill intrusion with simplifications and additions.

1, 2 – rocks of the Revdinskiy massif: 1 – gabbro, gabbro-norite, olivine gabbro, gabbro-amphibolite; 2 – dunite, wehrlite, clinopyroxenite, hornblende; 3 – fragments of ophiolites (gabbro, sheeted dike complex); 4 – metamorphosed volcanics and volcanogenic-sedimentary rocks of the Salatimskaya zone; 5 – volcanic and sedimentary rocks of the Tagil'skaya paleo-island arc zone; 6 – serpentinites of the Serovsko-Mauksky ophiolite belt; 7 – granit of the Verkh-Isetsy massif; 8 – crystalline rocks of the West Ural megazone; 9, 10 – boundaries: 9 – tectonic, 10 – assumed; 11 – Main Ural fault. The red rectangle marks the Schrisheimite Hill intrusion.

в плане тело ультрамафитов, сложенное преимущественно клинопироксенитами и серпентинизированными дунитами (Иванов, 1997).

Нами изучено тело ультрабазитов, сложенное амфиболовыми перидотитами (шрисгеймитами, клинопироксеновыми шрисгеймитами, амфиболовыми верлитами), оливинитами, амфиболовыми оливиновыми клинопироксенитами, залегающими среди метагаббро с телами горнблендитов в районе Шрисгеймитовой горки (56°46'67.7" с.ш., 59°57'65.8" в.д.) на юго-восточной окраине г. Ревды. Тело ультрабазитов расположено в западной части Ревдинского массива (см. рис. 1) среди метаморфизованных габброидов и амфиболитов.

Горнблендиты имеют достаточно широкое распространение в массивах ППУ (Высоцкий, 1913; Фоминых и др., 1974; Иванов, 1997; Ферштатер, 2013; Готтман, 2014; Пушкарев и др., 2019, 2020; Степанов и др., 2021; и др.), а также в аналогичных концентрически-зональных габбро-ультрамафитовых массивах мира (Himmelberg, Loney, 1995; Осипенко, 2002; и др.). Горнблендиты встречаются преимущественно в виде даек и цемента эруптивных брекчий, а также в виде отдельных интрузивных тел, ассоциирующих с клинопироксенитами и габброидами. Отмечается секущее положение горнблендитов по отношению к породам дунит-клинопироксенит-тылаитовой серии (Иванов, 1997; Готтман, 2014; Пушкарев и др., 2020; и др.).

Амфиболовые перидотиты (шрисгеймиты, кортландиты) формируются в присутствии водного флюида в ультраосновной магме. По сравнению с пироксеновыми перидотитами (лерцолитами, гарцбургитами, верлитами) они пользуются гораздо меньшим распространением в базит-ультраба-

зитовых массивах складчатых поясов. В складчатых поясах амфиболовые перидотиты известны главным образом в некоторых расслоенных габбро-ультрабазитовых интрузиях. Примером могут служить шрисгеймиты Худолазовского комплекса (Южный Урал) (Холоднов и др., 2015; Рахимов, 2020), шрисгеймиты Шишимского массива (Средний Урал), относимого О.К. Ивановым (1984) к Сарановскому поясу, кортландиты и шрисгеймиты расслоенных массивов п-ова Камчатка (Кувалорогский, Дукусский, Восточно-Геофизический) (Селянгин, 2006; Новаков, 2019), шрисгеймиты Дюмталейского комплекса (п-ов Таймыр) (Комарова и др., 1999) и ряд других массивов. Известны находки амфиболовых перидотитов в массивах офиолитов и современной океанической коре. Так, например, амфиболовые и флогопитовые перидотиты имеются в массиве Финеро в Италии (Cawthorn, 1975; Raffone et al., 2006) и на о-ве Зебергед (Красное море) (Agrinier et al., 1993).

Находки шрисгеймитов упоминаются в некоторых массивах ППУ. Так, на горе Саранная в пределах Павдинского комплекса (Средний Урал) амфиболовые перидотиты (шрисгеймиты) с пойкилитовой структурой описаны Н.К. Высоцким (1913). Шрисгеймиты со ссылкой на находку О.К. Иванова кратко упоминаются для Качканарского массива (Средний Урал) (Лапин, 2005). Шрисгеймиты и оливиновые горнблендиты с пойкилитовой структурой известны в Чистопском массиве (Северный Урал) (Петров, 2019).

Однако детальные исследования описанных находок амфиболовых перидотитов в массивах Платиноносного пояса не проводились. Задача данной работы заключается в изучении перидотитов, закартированных в районе Шрисгеймитовой горки (в западной части Ревдинского массива), петролого-геохимических характеристик слагающих его пород и определении возраста амфиболовых ультрабазитов и горнблендитов в целях расширения имеющихся представлений о водном ультраосновном и базитовом магматизме в массивах ППУ.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Анализ на пороодообразующие окислы проведен методом РФА на EDX-8000. Элементный анализ осуществлен методом ICP-MS на NexION 300 (ЦКП “Геоаналитик”, ИГГ УрО РАН). Съемка изображений в режиме отраженных электронов (BSE) и энергодисперсионных спектров минералов в целях изучения минералого-петрографических особенностей образцов произведена на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA S6123 с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 (Oxford Instruments).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом в Аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований (ЦКП

МИИ СО РАН) исследованы монофракции амфибола из двух проб: крупнозернистого пойкилитового шрисгеймита Б16-23-2 ($56^{\circ}46'67.3''$ с.ш., $59^{\circ}57'66.2''$ в.д.) и крупно- и гигантозернистого плагиоклазсодержащего горнблендита ($56^{\circ}46'77.3''$ с.ш., $59^{\circ}57'81.6''$ в.д.). В обеих пробах амфибол представлен высокотемпературными высокоглиноземистыми разновидностями (магнезиогастингсит-паргасит) и не подвергался существенным вторичным изменениям. Составы амфиболов приведены ниже в разделе “Петрография”.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование осуществлялось по методике, описанной в работах (Травин и др., 2009; Yudin et al., 2021). Минеральные фракции амфиболов были завернуты в алюминиевую фольгу и запаяны после дегазации в кварцевых ампулах. Облучение проводилось в кадмированном канале исследовательского реактора ФТИ ТПУ (г. Томск). В качестве мониторов использовались навески биотита МСА-11, подготовленного ВИМС в 1988 г. как стандартный К/Аг образец и аттестованного в качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Bern 4m, биотита LP-6 (Baksi et al., 1996). Нейтронный градиент не превышал 0.5% на размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Выделенные газы очищались с помощью двух последовательных ZrAl-SAES-геттеров. Изотопный состав аргона определен на масс-спектрометре “Micromass 5400”. Холостой опыт установки ступенчатого прогрева по ^{40}Ar не превышал $n \times 10^{-10}$ нсм³. При расчетах возраста использовались константы распада и изотопные распространенности, рекомендованные Комиссией по геохронологии (Steiger, Yager, 1977).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Геологическое строение тела ультрабазитов.

Интрузия амфиболовых ультрабазитов Шрисгеймитовая горка ($\approx 400 \times 400$ м) имеет сложное строение, в ядре структуры находятся преимущественно шрисгеймиты и оливиниты, по периферии – верлиты, оливиновые клинопироксениты и клинопироксениты по мере удаления. На современном эрозионном срезе массив, вероятней всего, представлен апикальной частью глубинной ультрабазитовой интрузии. Границы массива осложнены серией разнонаправленных разломов, вследствие чего он имеет асимметричное строение. В центральной части тела выделяются тела амфиболовых перидотитов (преимущественно шрисгеймитов), окруженные с юга и востока амфиболовыми оливиновыми клинопироксенитами (рис. 2). Амфиболовые перидотиты обнажаются в многочисленных небольших коренных выходах в районе вершины горы и прослеживаются в элювии и редких коренных выхо-

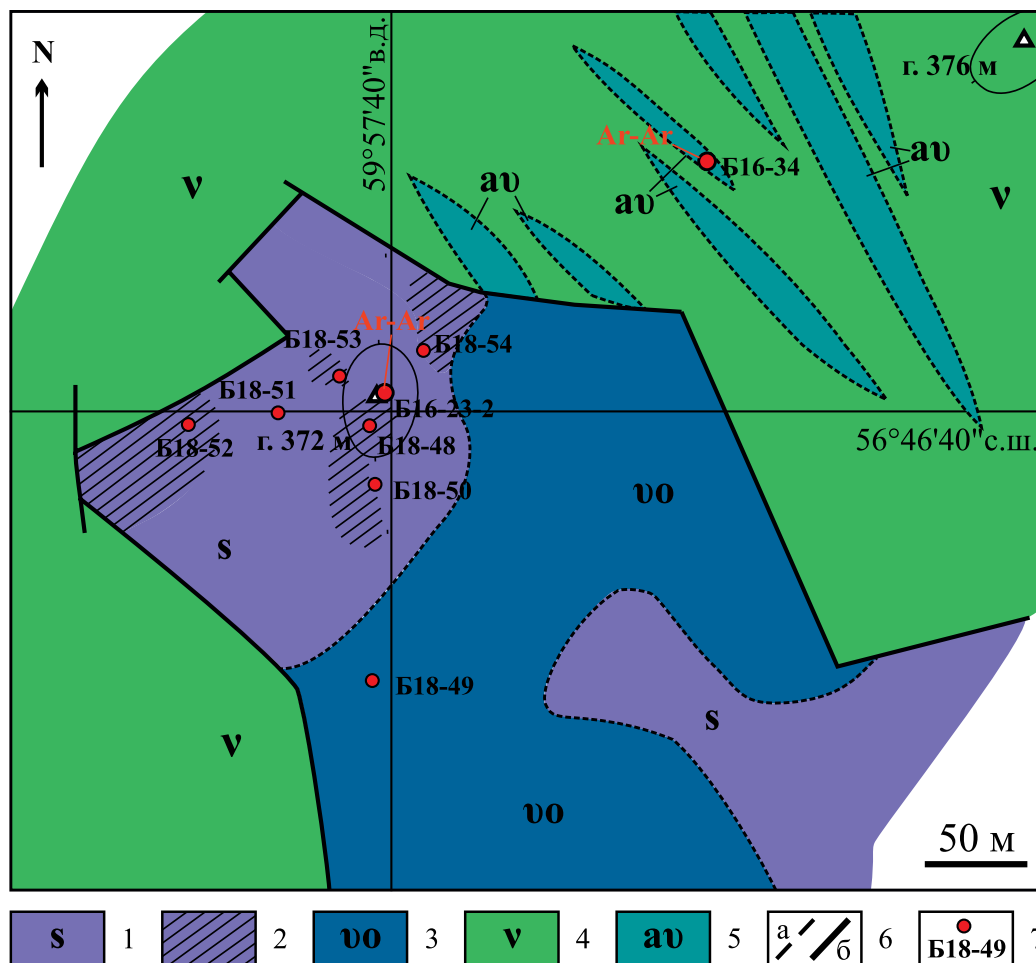


Рис. 2. Геологическая схема строения интрузии амфиболовых ультрабазитов Шрисгеймитовая горка.

1 – амфиболовые перидотиты; 2 – амфиболовые перидотиты со шлирами мелкозернистых перидотитов; 3 – оливиниты; 4 – габбро и габбро-амфиболиты; 5 – горнблендиты; 6 – границы: а – предполагаемые, б – тектонические; 7 – точки отбора проб.

Fig. 2. Geological scheme of the amphibole ultramafic Schrisheimite Hill intrusion.

1 – amphibole peridotites; 2 – amphibole peridotites with the schliers of fine-grained peridotite; 3 – olivine pyroxenites; 4 – gabbro and gabbro-amphibolites; 5 – hornblende; 6 – boundaries: a – assumed, b – tectonic; 7 – sampling points.

дах к юго-востоку и северо-востоку от вершины. В телах крупнозернистых полосчатых амфиболовых перидотитов в ядре массива выделяются зоны со шлирами мелко- и среднезернистых шрисгеймитов и оливинитов (рис. 3). На южном склоне горы по оливинитам образованы зернистые (зерна оливина 5–7 мм) сыпучие коры выветривания мощностью до 2.5 м. В северной и восточной частях участка на контакте с ультрабазитами и вблизи контакта их с габброидами картируется рой даек горнблендитов северо-западного простираения. Их контакты с вмещающими породами плохо прослеживаются из-за отсутствия естественных обнажений, крутопадающие контакты даек горнблендитов с габброидами северо-западного простира-

ния наблюдались в редких выработках на частных площадках строительных объектов. С горнблендитами ассоциируются амфиболовые габбро-пегматиты и плагиоклазиты в виде делювия небольших редких глыб. Контакты тела ультрабазитов с метагабброидами, по всей видимости, тектонические, что обусловлено выпадением из разреза концентрически-зонального массива амфиболовых клинопироксенитов и клинопироксенитов, слагающих краевые (надъядерные) части массива. Разломы северо-восточного простираения маркируются однонаправленными зонами трещиноватости, сопровождаемыми крутопадающими ветвящимися серпентин-магнетитовыми прожилками (мощностью до 10–12 мм). Местами контакты осложне-

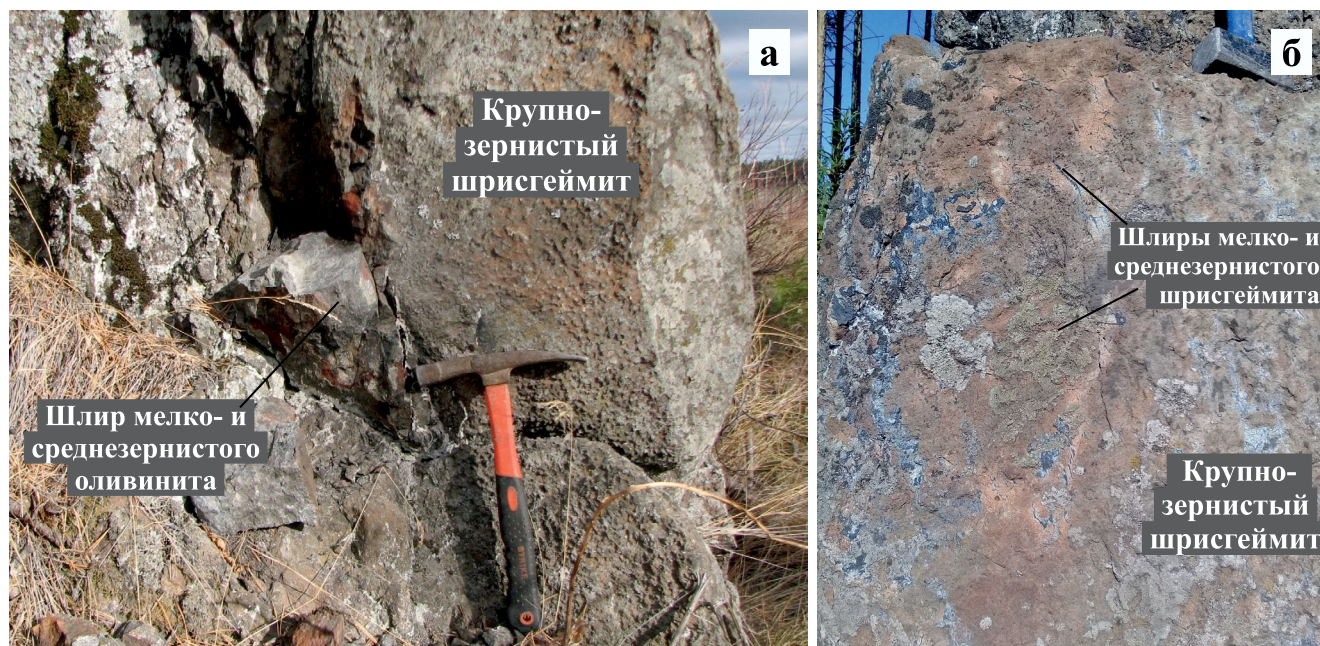


Рис. 3. Шлировые обособления мелко- и среднезернистых оливинитов (а) и мелко- и среднезернистых шрисгеймитов (б) среди крупнозернистых шрисгеймитов интрузии Шрисгеймитовая горка.

Fig. 3. Schlieren of fine-medium-grained olivinite (a) and fine-medium-grained schriesheimite (б) among coarse-grained schriesheimite at Schriesheimite Hill intrusion.

ны наличием линейных кор выветривания шириной первые десятки метров. Юго-восточная граница тела не прослежена, поскольку здесь ультрабазиты перекрываются площадной глинистой корой выветривания мощностью более 2 м, судя по изучению траншей на участках частной застройки.

Петрография. Амфиболовые перидотиты представлены полосчатыми шрисгеймитами с линзами оливинитов, имеющих ярко “рыжую” корку выветривания, клинопироксеновыми шрисгеймитами, один образец классифицируется как амфиболовый верлит. Амфиболовые перидотиты в большей части образцов имеют крупнозернистую гипидиоморфозернистую структуру. Краевые части гигантозернистых ойкокристаллов амфиболов (до 5–7 см) неровные, часто зубчатые, иногда “пилообразные” из-за того, что округлые зерна хадакристалла оливина (3–5 мм) выходят за пределы внешней каймы кристалла-хозяина. Магматогенная природа шрисгеймитов подтвердилась микроскопией: структурами распада магнетита и тонкими низкотемпературными каймами без них в краях амфибола. Оливин отчетливо идиоморфный, вплоть до образований пойкилитовых вкраплений в крупных зернах амфибола (рис. 4а). Содержание амфибола в шрисгеймитах варьируется от 20 до 45 об. % в гигантозернистых разностях. В некоторых образцах присутствует до 10 об. % клинопироксена и до 5 об. % ортопироксена.

В ряде обнажений среди крупнозернистых шрисгеймитов наблюдаются шлировые обособления массивных мелко- и среднезернистых шрисгеймитов, оливинитов и амфиболовых оливинитов, имеющие овальную форму и размер от 0.2 до 1 м по удлинению, с резкими неровными границами шливов (см. рис. 3). Оливиниты, как правило, содержат амфибол в качестве примеси (первые %), они визуально похожи на дуниты, но, в отличие от них, содержат вкрапленность магнетита, что хорошо диагностируется с помощью горного компаса при приближении его к породе, и подтверждается высокими (порядка 18–21 мас. %) содержаниями суммарного железа (см. табл. 1). Оливиниты и амфиболосодержащие оливиниты в самих шлирах и линзах имеют постепенные переходы и визуально практически не отличаются друг от друга по структуре и текстуре. Под микроскопом устанавливается развитие вторичных пластинчатых скоплений зерен магнетита, тяготеющих к секущим породе серпентинитовым прожилкам, а также образующих ориентированные в амфиболе мелкие кристаллы вблизи и параллельно их границам и под углом к ламелям минералов структуры распада (магнетит и ильменит). Мелко- и среднезернистые шрисгеймиты в шлирах (см. рис. 4в) аналогичны вмещающим крупнозернистым шрисгеймитам по составу минералов (оливин, амфибол, рудные минералы) и геохимическим особенностям. В них также наблюдается резкий идиоморф-

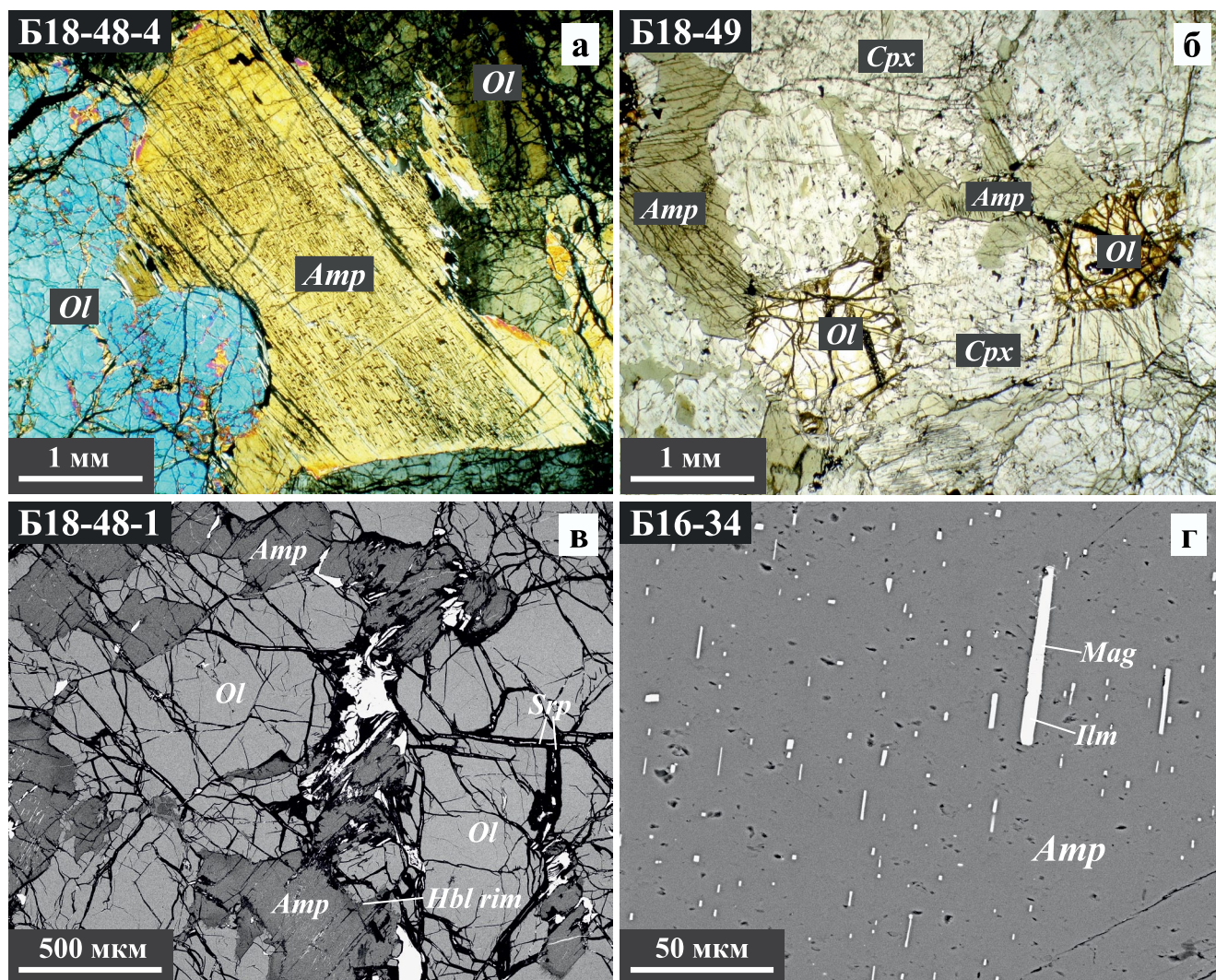


Рис. 4. Структура шрисгеймитов и ассоциирующих с ними ультрабазитов интрузии Шрисгеймитовая горка.

а – крупнозернистый шрисгеймит, структура пойкилитовая (B18-48-4); б – амфиболовый оливиновый клинопироксенит (B18-49); в – мелко- и среднезернистый шрисгеймит из шлирового обособления в крупнозернистых шрисгеймитах (B18-48-1); а, г – структура распада (*Mag*) в амфиболе (*Amp*) из шрисгеймита (а) и ильменита (*Ilm*) и магнетита из горнблендита (B16-34) (г). *Ol* – оливин, *Cpx* – клинопироксен, *Hbl rim* – кайма низкотемпературного амфибола (актинолит-роговая обманка). а, б – фото в проходящем свете: а – с анализатором, б – без анализатора; в, г – изображения в отраженных электронах (BSE).

Fig. 4. Structure of ultramafic rocks of the Schrisheimite Hill intrusion.

а – coarse-grained schriesheimite, poikilitic texture (B18-48-4); б – olivine clinopyroxenite (B18-49); в – fine-medium-grained schriesheimite from schlieren in coarse-grained schriesheimite (B18-48-1); а, г – structure of decomposition of ilmenite (*Ilm*) and magnetite (*Mag*) into amphibole (*Amp*) from hornblendite (B16-34). *Ol* – olivine, *Cpx* – clinopyroxene, *Hbl rim* – rim of low-temperature amphibole (actinolite-hornblende). а, б – photo in transmitted light: а – with analyzer, б – without analyzer; в, г – images in back-scattered electrons (BSE).

физм оливина по отношению к амфиболу, вплоть до образования пойкилитовых структур.

Оливин (Fe_{23}) как в крупнозернистых, так и в мелко- и среднезернистых шрисгеймитах характеризуется выдержанным химическим составом. Местами в зернах оливина присутствует мелкий агрегат неправильных зерен и пластинок бурого ми-

нерала без спайности, который по облику и цвету можно отнести к идингситу (?). Амфибол во всех изученных образцах шрисгеймитов соответствует магнезиогастингситу, близкому к паргаситу. Средний состав амфибола, мас. %: SiO_2 – 43.4 ± 0.6 , TiO_2 – 1.2 ± 0.2 , Al_2O_3 – 14.2 ± 0.6 , FeO – 8.0 ± 0.4 , MgO – 16.1 ± 0.3 , CaO – 12.5 ± 0.3 , Na_2O – 2.1 ± 0.1 ,

$K_2O - 0.4 \pm 0.1$ ($N = 20$, в трех образцах). В амфиболе наблюдаются структуры распада в виде ламелей магнетита. *Клинопироксен* представлен диопсидом (En_{45} , Fs_5 , Wo_{50}), средний состав, мас. %: $SiO_2 - 52.3 \pm 0.8$, $TiO_2 - 0.4 \pm 0.1$, $Al_2O_3 - 2.5 \pm 0.8$, $FeO - 4.4 \pm 0.4$, $MgO - 15.7 \pm 0.5$, $CaO - 24.5 \pm 0.3$ ($N = 11$). *Ортопироксен* представлен гиперстеном (Fs_{24}), средний состав, мас. %: $SiO_2 - 53.1 \pm 0.4$, $Al_2O_3 - 3.4 \pm 0.5$, $FeO - 15.1 \pm 0.8$, $MgO - 27.0 \pm 0.9$, $CaO - 1.8 \pm 0.5$ ($N = 5$). В некоторых образцах шприсгеймитов встречены единичные небольшие пластинки *флогопита*. Особенность оливинитов и шприсгеймитов из шпиров – присутствие в оливине микроскопических обильных вторичных разноориентированных микроскопических игольчатых включений, по составу близких к тремолииту. Акцессорные минералы шприсгеймитов: магнетит, ильменит, шпинель, халькозин, борнит, кобальтсодержащий пентландит, милерит, кобальтсодержащий виоларит. *Ильменит* содержит примесь MnO в пределах 6–11 мас. %. *Шпинель* встречается в сростании с ильменитом на контактах зерен оливина и амфибола, характерен промежуточный состав между шпинелью и герценином, средний состав, мас. %: $Al_2O_3 - 61.6 \pm 0.4$, $Cr_2O_3 - 1.1 \pm 0.1$, $FeO - 21.6 \pm 0.6$, $MgO - 14.0 \pm 0.4$ ($N = 3$).

Амфиболовые оливиновые клинопироксениты имеют среднезернистую текстуру и состоят (об. %): из диопсида (70–80), оливина (Fa_{26}) (~10–15) и амфибола (5–15) (см. рис. 4б). *Амфибол* ксеноморфный по отношению к оливину и диопсиду. По номенклатуре амфибол соответствует *паргаситу*, средний состав, мас. %: $SiO_2 - 43.5 \pm 0.7$, $TiO_2 - 1.4 \pm 0.2$, $Al_2O_3 - 14.1 \pm 0.6$, $FeO - 8.7 \pm 0.3$, $MgO - 15.2 \pm 0.3$, $CaO - 12.7 \pm 0.2$, $Na_2O - 1.8 \pm 0.1$, $K_2O - 0.4 \pm 0.1$ ($N = 4$). *Клинопироксен* представлен диопсидом (En_{43} , Fs_6 , Wo_{51}), средний состав, мас. %: $SiO_2 - 50.3 \pm 0.5$, $TiO_2 - 0.5 \pm 0.1$, $Al_2O_3 - 4.6 \pm 0.7$, $Cr_2O_3 - 0.3 \pm 0.1$, $FeO - 5.6 \pm 0.4$, $MgO - 14.5 \pm 0.2$, $CaO - 23.9 \pm 0.3$ ($N = 5$). Часто встречаются включения зерен оливина и клинопироксена в амфиболе. В качестве акцессорного минерала присутствуют тонкие зерна магнетита.

Вторичные изменения в шприсгеймитах и амфиболовых оливиновых клинопироксенитах проявлены слабо. Оливин по трещинам частично замещается серпентином (лизардит, местами хризотил) с тонкими прожилками тонкодисперсного магнетита. Клинопироксен по периферии и трещинам спайности в небольшой степени замещается низкотемпературным амфиболом, отвечающим по составу чермакиту – магнезиальной роговой обманке. Высокотемпературный амфибол зонален, местами встречены тонкие “чистые” каймы (десятые доли мм) с отсутствием следов распада магнетита (см. рис. 4а), представленные низкотемпературным амфиболом (магнезиальная роговая обманка – тремолит). По ильмениту развивается титанит. Сульфиды замещаются гипергенными гидроокислами железа. В метасоматических серпентиновых прожилках встречаются клиноцоизит и хлорит. Толщина прожилков от 3 до 12 мм, в центральной части они обычно сложены магнетитом.

Горнблендиты имеют крупно- и гигантозернистую структуру. Помимо амфибола в них встречается до 5–10 об. % плагиоклаза, ксеноморфного по отношению к амфиболу и полностью замещенного соссюритом. *Амфибол* в горнблендитах представлен магнезиогастингситом, близким к полю состава паргасита, средний состав, мас. %: $SiO_2 - 43.0 \pm 0.5$, $TiO_2 - 1.3 \pm 0.1$, $Al_2O_3 - 14.4 \pm 0.5$, $FeO - 8.3 \pm 0.1$, $MgO - 15.9 \pm 0.3$, $CaO - 12.2 \pm 0.1$, $Na_2O - 2.2 \pm 0.1$, $K_2O - 0.4 \pm 0.1$. В амфиболе присутствуют структуры распада твердого раствора в виде ориентированных тонких ламелей магнетита и ильменита (см. рис. 4в). Помимо соссюритизации в горнблендите наблюдается незначительное присутствие вторичных минералов клиноцоизита и хлорита, местами развивающихся по трещинам спайности в амфиболе. Акцессорные минералы представлены магнетитом и ильменитом, замещаемым титанитом.

Вмещающие породы хорошо обнажены в трех небольших карьерах в районе горы с отм. 378 м, разрабатываемых как местный строительный бутовый камень. Представлены они габбро, габбро-амфиболитами, реже – габбро-долеритами. Габбро и габбро-долериты характеризуются преимущественно массивной текстурой, мелкозернистой или среднезернистой офитовой структурой, отмечается полосчатость в зонах их бластомилонитизации. Редкие поздние дайки долеритов мощностью от 2 до 0.5 м, зафиксированные до застройки склонов домами, имеют СЗ простирание. Породы сложены амфиболом, амфиболлизированным пироксеном и соссюритизированным плагиоклазом. Низкотемпературные метаморфогенные минералы представлены эпидотом и хлоритом. Для амфиболитов характерна тонко- и мелкозернистая гранонематобластовая структура, сланцеватая и полосчатая текстуры, они сложены соссюритизированным плагиоклазом и амфиболом.

Геохимия (табл. 1–5). Все амфиболовые перидотиты (шприсгеймиты, клинопироксеновые шприсгеймиты и амфиболовые верлиты) из тела ультрабазитов Шприсгеймитовая горка характеризуются достаточно близким химическим и элементным составом (см. табл. 1, 3, 4). Отмечается высокое содержание $FeO + Fe_2O_3$ в шприсгеймитах – в пределах 17.6–21.5 мас. %. В мелкозернистых шприсгеймитах в шпирях наблюдается пониженное содержание хрома (от 42 до 170 г/т) по сравнению с его более высокими содержаниями в амфиболовых верлитах (591 г/т) и амфибол-оливиновых клинопироксенитах (550–750 г/т). Значение соотношения Na_2O/K_2O – от 5.5 до 10 – хорошо соотносится с весьма низким содержанием флогопита в шприсгеймитах.

Таблица 1. Химический состав амфиболовых перидотитов интрузии Шрисгеймитовая горка (Ревдинский массив)
Table 1. Chemical composition of amphibole peridotites of the Schrisheimite Hill intrusion (Revdinsky massif)

Компонент	Шрисгеймит							Шрисгеймит клинопироксеновый			Верлит амфибо- ловый	Шрисгеймит мелко- и средне- зернистый	
	Образцы												
	Б16-23-2	Б16-25	Б18-39	Б18-48-3	Б18-48-4	Б18-50	Б18-51	Б16-20	Б18-54	Б18-53	Б16-26	Б18-48-1	Б18-48-2
P ₂ O ₅	0.01	0.05	Н. п. о.	Н. п. о.	Н. п. о.	Н. п. о.	Н. п. о.	0.01	Н. п. о.	Н. п. о.	0.01	Н. п. о.	0.10
SiO ₂	37.55	36.92	37.7	37.5	39.2	38.3	36.4	37.43	37.8	38.2	41.26	36.7	37.2
TiO ₂	0.57	0.24	0.55	0.35	0.35	0.38	0.43	0.59	0.55	0.31	0.37	0.27	0.15
Al ₂ O ₃	5.34	2.70	5.16	3.37	3.76	3.76	3.52	5.11	4.96	3.41	3.67	3.02	2.30
Fe ₂ O ₃	9.3	11.5	8.90	11.2	8.73	10.5	12.6	11.2	11.1	10.7	8.4	9.63	9.87
FeO	9.1	8.5	10.3	8.9	8.9	7.5	6.8	8.8	8.5	8.8	5.2	11.3	11.6
MnO	0.24	0.25	0.24	0.26	0.25	0.24	0.25	0.25	0.25	0.26	0.18	0.28	0.27
MgO	27.94	31.86	27.1	29.2	27.9	27.4	28.6	27.30	27.3	29.3	25.71	31.3	31.9
CaO	4.05	2.80	4.25	4.27	6.01	5.04	4.42	4.14	4.21	3.89	9.05	2.19	1.69
Na ₂ O	0.54	0.33	0.74	0.46	0.39	0.40	0.53	0.63	0.65	0.44	0.22	0.47	0.38
K ₂ O	0.10	0.04	0.11	0.05	0.05	0.04	0.06	0.11	0.10	0.05	0.03	0.06	0.05
П.п.п.	5.1	4.7	3.9	3.8	3.9	6.1	6.0	4.2	4.1	4.2	5.8	3.9	3.8
Сумма	99.79	99.85	99.0	99.5	99.4	99.6	99.7	99.78	99.5	99.5	99.93	99.2	99.2
$\frac{\text{Fe}}{(\text{Fe} + \text{Mg})_{\text{мол}}}$	0.26	0.25	0.27	0.27	0.25	0.26	0.26	0.28	0.28	0.26	0.22	0.26	0.27

Примечание. Здесь и далее н. п. о. – содержание элемента ниже предела обнаружения, н. о. – не обнаружен.

Note. Hereinafter, н. п. о. – the content of the element is below the detection limit, н. о. – not detected.

Таблица 2. Химический состав амфиболовых оливиновых клинопироксенитов, горнблендитов и вмещающих габброидов интрузии Шрисгеймитовая горка

Table 2. Chemical composition of clinopyroxenite, hornblendite and host gabbro of the Schrisheimite Hill intrusion

Компонент	Клинопироксенит амфиболовый оливиновый			Горнблендит			Габбро	Габбро-долерит			Амфиболит		
	Образцы												
	Б16-25-1	Б16-33	Б18-49	Б16-34	Б16-35	Б-18-44	Б-18-42	Б16-37	Б16-38	Б18-54-1	Б16-36	Б16-38-1	Б-18-47
P ₂ O ₅	0.01	0.01	Н. п. о.	0.00	0.00	0.051	0.23	0.15	0.10	Н. п. о.	0.20	0.00	0.43
SiO ₂	47.55	48.03	45.5	40.54	41.30	40.9	45.2	44.98	43.52	36.3	44.73	37.70	48.4
TiO ₂	0.47	0.43	0.61	1.63	2.20	2.32	1.01	1.00	1.12	1.46	1.13	1.84	1.16
Al ₂ O ₃	5.20	4.63	5.25	13.16	14.10	13.1	15.7	16.59	16.46	17.9	15.97	16.94	15.5
Fe ₂ O ₃	6.1	6.0	6.15	10.4	6.2	7.12	6.93	9.3	9.2	8.54	8.9	13.3	7.58
FeO	4.2	4.2	6.1	5.0	4.5	8.1	7.7	5.3	6.0	7.4	5.6	3.5	6.4
MnO	0.18	0.18	0.22	0.16	0.10	0.20	0.23	0.22	0.22	0.14	0.25	0.16	0.22
MgO	16.70	16.79	18.4	13.52	13.49	10.9	5.75	5.89	6.92	7.56	6.88	7.89	4.59
CaO	17.08	17.39	14.7	11.46	13.44	12.7	11.1	10.95	9.57	15.3	10.60	14.63	9.21
Na ₂ O	0.50	0.52	0.74	1.67	1.23	1.54	2.22	2.04	2.40	0.71	2.49	1.03	2.44
K ₂ O	0.03	0.03	0.06	0.25	0.50	0.39	0.33	0.22	0.74	0.13	0.08	0.15	0.73
П.п.п.	1.8	1.6	1.9	2.1	2.8	2.1	3.0	3.2	3.6	4.3	3.0	2.7	3.1
Сумма	99.82	99.85	99.6	99.84	99.86	99.4	99.5	99.84	99.83	99.7	99.83	99.85	99.7
$\frac{\text{Fe}}{(\text{Fe} + \text{Mg})_{\text{мол}}}$	0.25	0.24	0.26	0.37	0.30	0.43	0.58	0.57	0.54	0.53	0.53	0.52	0.62

Таблица 3. Элементный состав амфиболовых перидотитов интрузии Шрисгеймитовая гора**Table 3.** Element composition of amphibole peridotite of the Schrisheimite Hill intrusion

Элемент	Шрисгеймит							Шрисгеймит мелко- и среднезернистый	
	Образцы								
	Б16-23-2	Б16-25	Б-18-39	Б18-48-3	Б18-48-4	Б18-50	Б18-51	Б18-48-1	Б18-48-2
Sc	23	22	33	26	35	32	29	13	8
Ti	2396	1176	3014	1294	1521	1587	1733	977	488
V	154	87	140	102	125	124	129	67	34
Cr	42	89	51	144	169	139	142	52	42
Mn	1516	2085	1379	1631	1632	1559	1662	1757	1628
Co	127	170	104	129	118	117	124	145	145
Ni	250	340	237	231	208	208	211	255	256
Cu	93	60	61	66	85	68	30	52	31
Zn	50	76	49	51	72	57	48	58	55
Ga	3.5	2.2	3.3	2.3	2.7	2.8	2.7	1.9	1.6
Ge	1.2	1.4	0.94	0.96	1.0	1.0	0.99	0.88	0.86
As	1.0	2.6	0.24	0.29	1.4	1.4	0.18	0.61	0.32
Se	Н. п. о.	Н. п. о.	0.11	0.27	0.32	0.29	0.28	0.19	0.23
Rb	0.43	0.26	0.31	0.81	1.0	0.98	1.1	0.97	0.65
Sr	63	27	63	26	27	23	40	32	28
Y	3.5	2.1	3.4	2.2	2.6	2.9	2.6	1.7	1.2
Zr	3.5	6.3	3.5	2.8	3.1	3.3	2.6	3.0	3.4
Nb	0.22	0.13	0.23	0.64	0.22	0.43	0.34	0.42	0.52
Mo	0.11	0.14	0.12	0.78	0.52	0.56	0.49	1.1	0.86
Ag	0.054	0.030	0.037	0.029	0.019	0.022	0.015	0.016	0.014
Cd	0.024	0.14	0.019	0.070	0.36	0.25	0.031	0.13	0.057
Sn	0.14	0.096	0.11	0.092	0.13	0.13	0.12	0.076	0.067
Sb	Н.п.о.	0.066	0.006	0.015	0.11	0.10	0.004	0.031	0.013
Te	0.088	0.10	Н/о	0.025	0.047	0.029	2.12	0.031	0.050
Cs	0.023	0.007	0.013	0.005	0.011	0.008	0.012	0.007	0.004
Ba	35	14	23	20	26	17	22	22	19
La	0.39	0.26	0.31	0.35	0.33	0.39	0.34	0.34	0.52
Ce	1.2	0.76	0.98	0.91	0.92	1.0	0.72	0.87	1.2
Pr	0.22	0.13	0.20	0.15	0.16	0.19	0.15	0.14	0.16
Nd	1.4	0.72	1.3	0.86	0.97	1.1	0.92	0.75	0.75
Sm	0.53	0.27	0.51	0.32	0.38	0.41	0.37	0.26	0.20
Eu	0.24	0.114	0.20	0.13	0.15	0.17	0.15	0.10	0.078
Gd	0.73	0.35	0.67	0.43	0.52	0.56	0.51	0.33	0.25
Tb	0.12	0.056	0.11	0.067	0.081	0.088	0.080	0.049	0.035
Dy	0.77	0.35	0.71	0.44	0.54	0.58	0.53	0.33	0.23
Ho	0.16	0.076	0.15	0.091	0.11	0.12	0.11	0.069	0.048
Er	0.42	0.22	0.42	0.26	0.31	0.34	0.31	0.20	0.14
Tm	0.058	0.030	0.059	0.035	0.041	0.045	0.039	0.027	0.020
Yb	0.36	0.19	0.35	0.21	0.26	0.28	0.24	0.18	0.13
Lu	0.051	0.028	0.050	0.030	0.036	0.041	0.036	0.026	0.022
Hf	0.15	0.14	0.15	0.11	0.14	0.14	0.11	0.11	0.10
Ta	0.016	0.010	0.037	0.013	0.012	0.012	0.010	0.019	0.016
W	0.008	0.037	0.039	0.13	0.077	0.076	0.062	0.093	0.085
Tl	Н. п. о.	0.004	0.037	0.002	0.006	0.006	0.002	0.003	0.002
Pb	0.23	4.5	0.61	1.3	11	6.5	0.16	3.1	0.53
Bi	0.009	0.026	0.003	0.003	0.033	0.027	0.001	0.009	0.001
Th	0.020	0.041	0.021	0.027	0.026	0.025	0.015	0.034	0.042
U	0.029	0.015	0.043	0.028	0.038	0.052	0.016	0.011	0.017

Таблица 4. Элементный состав амфиболовых перидотитов, амфиболовых оливиновых клинопироксенитов и горнблендитов интрузии Шрисгеймитовая горка

Table 4. Element composition of amphibole peridotite, clinopyroxenite and hornblendite of the Schrisheimite Hill intrusion

Элемент	Шрисгеймит клинопироксеновый			Верлит амфиболовый	Клинопироксенит амфиболовый оливиновый			Горнблендит		
	Образцы									
	Б16-20	Б18-54	Б18-53	Б16-26	Б16-25-1	Б16-33	Б18-49	Б16-34	Б16-35	Б-18-44
Sc	25	27	20	48	69	63	63	57	81	74
Ti	2639	2279	1224	2068	2543	2136	2975	8357	11087	13659
V	164	155	91	155	218	192	234	491	459	427
Cr	37	69	100	591	550	530	755	2.9	239	62
Mn	1651	1645	1649	1396	1144	1033	1263	1033	590	1054
Co	138	131	129	109	58	55	67	53	49	45
Ni	283	239	226	250	126	121	163	43	78	39
Cu	72	56	25	12	11	8.5	17	317	72	100
Zn	54	48	47	41	26	23	40	43	32	58
Ga	3.7	3.4	2.5	3.5	5.1	4.6	5.4	11	9.4	11
Ge	1.2	1.0	0.98	1.6	1.8	1.8	1.4	1.5	1.4	1.3
As	0.93	0.23	0.21	0.61	0.55	0.55	0.85	1.1	1.2	0.17
Se	Н. п. о.	0.32	0.24	Н. п. о.	Н. п. о.	Н. п. о.	0.36	Н. п. о.	Н. п. о.	0.50
Rb	0.41	1.2	1.0	0.31	0.45	0.38	1.7	0.84	1.54	1.1
Sr	72	56	31	24	41	41	56	210	227	222
Y	3.9	3.4	2.2	3.5	6.0	5.1	6.0	14	8.6	14
Zr	3.4	3.1	3.2	4.2	6.1	5.1	7.6	12	10	16
Nb	0.22	0.27	0.39	0.15	0.13	0.090	0.54	1.0	1.0	1.8
Mo	0.12	0.36	0.43	0.11	0.10	6.1	0.53	0.076	0.11	0.044
Ag	0.054	0.018	0.006	0.033	Н. п. о.	Н. п. о.	0.082	0.088	0.048	0.080
Cd	0.035	0.028	0.021	0.038	0.10	0.067	0.13	0.098	0.041	0.063
Sn	0.13	0.10	0.077	0.13	0.21	0.19	0.23	0.52	0.50	0.46
Sb	0.015	0.005	0.007	Н. п. о.	0.020	Н. п. о.	0.048	0.019	0.019	0.004
Te	0.064	0.020	0.029	0.055	0.067	0.028	0.017	0.055	0.017	Н. о.
Cs	0.015	0.010	0.006	0.034	0.019	0.016	0.018	0.011	0.008	0.0043
Ba	38	26	16	18	21	15	17	88	109	77
La	0.50	0.44	0.35	0.33	0.64	0.42	0.56	0.93	1.2	1.7
Ce	1.1	0.92	0.95	1.1	2.1	1.7	1.8	3.7	4.3	5.6
Pr	0.24	0.21	0.16	0.21	0.42	0.35	0.36	0.82	0.80	1.2
Nd	1.5	1.24	0.90	1.4	2.7	2.2	2.2	5.6	4.9	6.9
Sm	0.58	0.47	0.32	0.53	1.1	0.89	0.90	2.3	1.8	2.4
Eu	0.26	0.19	0.13	0.22	0.43	0.36	0.34	0.90	0.79	0.91
Gd	0.80	0.64	0.42	0.71	1.3	1.1	1.2	2.9	2.3	2.9
Tb	0.13	0.099	0.064	0.12	0.22	0.18	0.18	0.48	0.34	0.45
Dy	0.79	0.65	0.43	0.75	1.4	1.2	1.2	3.1	2.1	2.9
Ho	0.17	0.13	0.089	0.15	0.28	0.24	0.24	0.65	0.42	0.59
Er	0.47	0.38	0.25	0.40	0.78	0.65	0.68	1.8	1.1	1.6
Tm	0.063	0.051	0.035	0.055	0.11	0.088	0.091	0.24	0.13	0.22
Yb	0.38	0.31	0.22	0.32	0.65	0.55	0.55	1.6	0.80	1.3
Lu	0.054	0.044	0.032	0.045	0.088	0.073	0.079	0.20	0.11	0.19
Hf	0.15	0.15	0.12	0.17	0.30	0.25	0.36	0.59	0.54	0.75
Ta	0.016	0.013	0.011	0.014	0.013	0.010	0.017	0.053	0.088	0.15
W	0.011	0.055	0.058	0.009	0.018	0.012	0.12	0.080	0.075	0.009
Tl	0.005	0.002	0.001	Н. п. о.	0.004	0.004	0.004	0.005	0.008	0.023
Pb	0.23	0.14	0.14	0.10	0.25	0.17	3.6	0.58	0.38	0.40
Bi	0.008	0.001	0.001	0.009	0.006	0.010	0.016	0.015	0.008	0.001
Th	0.022	0.016	0.016	0.015	0.023	0.018	0.032	0.014	0.030	0.032
U	0.10	0.022	0.007	0.009	0.037	0.012	0.013	0.024	0.027	0.016

Таблица 5. Элементный состав вмещающих габброидов интрузии Шрисгеймитовая горка**Table 5.** Element composition of host gabbro of the Schrisheimite Hill intrusion

Элемент	Габбро	Габбро-долерит			Амфиболит		
	Образцы						
	Б-18-42	Б16-37	Б16-38	Б18-54-1	Б16-36	Б16-38-1	Б-18-47
Sc	38	25	27	44	23	30	40
Ti	5889	5048	5181	6876	5738	8876	7425
V	279	296	302	513	294	430	242
Cr	15	13	14	37	14	15	15
Mn	1247	1321	1303	859	1540	970	1271
Co	32	33	33	46	34	40	24
Ni	13	14	16	16	13	15	11
Cu	78	99	81	154	115	88	74
Zn	56	54	54	40	63	43	70
Ga	14	15	15	15	15	14	14
Ge	1.2	1.4	1.3	1.0	1.5	1.3	1.3
As	0.23	1.4	1.5	0.18	1.6	1.9	1.5
Se	0.31	Н. п. о.	Н. п. о.	0.53	Н. п. о.	Н. п. о.	0.48
Rb	1.3	1.09	4.29	2.5	0.45	0.79	4.8
Sr	359	405	361	275	398	479	297
Y	10	9.0	6.6	4.1	7.4	9.5	19
Zr	4.2	6.1	2.4	2.3	3.5	5.4	12
Nb	0.35	0.65	0.39	0.23	0.16	1.0	4.1
Mo	0.16	0.20	0.17	0.54	0.18	0.092	0.45
Ag	0.027	0.056	0.037	0.043	0.033	0.053	0.13
Cd	0.068	0.11	0.093	0.032	0.13	0.057	0.086
Sn	0.20	0.28	0.22	0.14	0.24	0.28	0.33
Sb	0.010	0.013	Н. п. о.	0.005	0.021	Н. п. о.	0.28
Te	Н. о.	0.007	0.015	0.029	0.021	0.009	Н. о.
Cs	0.042	0.098	0.36	0.26	0.065	0.032	0.15
Ba	58	72	177	21	33	51	173
La	2.2	3.2	1.6	0.12	2.1	0.55	8.5
Ce	5.7	7.7	4.0	0.37	5.7	2.2	19
Pr	0.99	1.2	0.65	0.10	0.90	0.53	3.3
Nd	5.5	5.9	3.6	0.81	5.1	3.7	16
Sm	1.7	1.7	1.1	0.45	1.5	1.5	4.1
Eu	0.72	0.81	0.75	0.27	0.74	0.71	1.2
Gd	2.0	1.9	1.4	0.70	1.7	1.9	3.9
Tb	0.31	0.29	0.21	0.12	0.26	0.31	0.57
Dy	2.0	1.9	1.5	0.82	1.6	2.0	3.6
Ho	0.42	0.39	0.30	0.17	0.33	0.41	0.76
Er	1.2	1.1	0.88	0.46	0.90	1.1	2.2
Tm	0.17	0.16	0.13	0.058	0.12	0.15	0.31
Yb	1.0	1.1	0.85	0.34	0.77	0.92	2.0
Lu	0.16	0.15	0.12	0.046	0.11	0.12	0.31
Hf	0.20	0.25	0.13	0.15	0.17	0.30	0.54
Ta	0.035	0.041	0.024	0.006	0.013	0.054	0.31
W	0.028	0.032	0.018	0.083	0.027	0.021	0.27
Tl	0.026	0.013	0.015	0.003	0.008	0.022	0.035
Pb	0.43	1.5	0.64	0.11	1.1	0.19	2.1
Bi	0.001	0.012	0.012	Н/о	0.008	0.003	0.004
Th	0.031	0.062	0.007	0.001	0.032	0.006	0.50
U	0.016	0.031	0.006	Н/о	0.018	0.017	0.096

Во всех образцах амфиболовых перидотитов наблюдаются похожие пологие спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), сумма РЗЭ – 3.5–7.1 г/т, $La_n/Yb_n = 0.6–1.2$ (рис. 5а). В пробах наблюдается дефицит большинства высокозарядных некогерентных элементов (HFSE) (Zr, Hf, Ta, Nb, Th), а также Rb, при этом породы обогащены Ti, U и некоторыми крупноионными некогерентными элементами (LILE) (Ba, Sr, в некоторых пробах Cs) (рис. 5б). Изученные шрисгеймиты обеднены легкими РЗЭ и несколько обеднены некогерентными литофильными элементами по сравнению с типичными верлитами массивов ППУ по данным (Ферштатер, 2013).

В двух пробах мелко- и среднезернистых шрисгеймитов из шлиров наблюдается аналогичное вмещающим крупнозернистым шрисгеймитам распределение некогерентных элементов с небольшим обеднением средними и тяжелыми РЗЭ. Сумма РЗЭ – 3.7–3.8 г/т, $La_n/Yb_n = 1.3–2.7$ (см. рис. 5а), отсутствует положительная аномалия по U (см. рис. 5б).

Амфиболовые оливиновые клинопироксениты содержат 46–48 мас. %, SiO_2 , $Fe/(Fe + Mg)_{\text{мол}} = 0.24–0.26$, характеризуются Ω -образным спектром распределения РЗЭ с обогащением в области средних лантаноидов, сумма РЗЭ – 10–12 г/т, $La_n/Yb_n = 0.5–0.7$, $Sm_n/La_n = 2.6–3.4$ (см. табл. 2, 4, рис. 5в). В амфиболовых оливиновых клинопироксенитах отмечаются более высокие содержания некогерентных литофильных элементов, чем в амфиболовых перидотитах, при сходном характере их распределения: дефицит HFSE (Zr, Hf, Ta, Nb, Th), обогащение Ti, U и некоторыми LILE (Ba, Sr, Cs) (рис. 5г). По сравнению с амфиболовыми перидотитами в оливиновых клинопироксенитах наблюдается более выраженный Ta, Nb минимум. Изученные клинопироксениты несколько обеднены некогерентными литофильными элементами, по сравнению с типичными клинопироксенитами массивов ППУ по данным (Ферштатер, 2013), при близком характере распределения редких элементов.

В горнблендитах содержание SiO_2 составляет 41 мас. %, $Fe/(Fe + Mg)_{\text{мол}} = 0.30–0.43$. Горнблендиты имеют Ω -образный спектр распределения РЗЭ, сумма РЗЭ – 21–29 г/т, $La_n/Yb_n = 0.2–3.0$, $Sm_n/La_n = 2.3–4.0$ (см. табл. 2, 4, рис. 5в). Горнблендиты, по сравнению с амфиболовыми перидотитами и клинопироксенитами, характеризуются общим обогащением некогерентными литофильными элементами, в них также наблюдается обеднение некоторыми HFSE (Zr, Hf, Th) и обогащение Ti, Sr, Ba (см. рис. 5г). Однако в горнблендитах отсутствует Ta-Nb минимум.

Вмещающие габброиды (габбро, габбро-долериты, амфиболиты) характеризуются несколько большим разбросом составов (см. табл. 2, 5), повышенным значением отношения $Fe/(Fe + Mg)_{\text{мол}} = 0.52–0.62$.

В габброидах наблюдаются различные по форме спектры распределения РЗЭ (слабодифференцированные и Ω -образные), сумма РЗЭ – 5–66 г/т, $La_n/Yb_n = 0.2–3.0$, в некоторых пробах отмечается слабая положительная Eu-аномалия, $Eu_n/Eu_n^* = 0.9–1.8$ (см. рис. 5д). По всей видимости, это связано с различной степенью внутрикамерной дифференциации при формировании данных габброидов. По сравнению с базальтами СОХ в изученных габброидах наблюдается дефицит HFSE (Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U) и обогащение LILE (Ba, Sr, Cs) (рис. 5е). В целом изученные нами габброиды близки к типичным габбро массивов ППУ (Ферштатер, 2013).

Геохронология. $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрастной спектр для амфибола из горнблендита (обр. Б16-34) приведен на рис. 6а. На графике отчетливо выделяется кондиционное плато, характеризующееся значением 437.2 ± 6.7 млн лет, которому соответствует 95% выделенного аргона. Можно предположить, что полученная датировка соответствует времени закрытия изотопной K/Ar системы минерала.

Впервые полученный $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрастной спектр для амфибола из шрисгеймита (обр. Б16-32-2) приведен на рис. 6б. В высокотемпературной части спектра, после повышенных значений возраста, наблюдается ступень, характеризующаяся значением возраста 536 ± 17 млн лет и 70% выделенного ^{39}Ar . Несмотря на значительную долю в спектре, занимаемую этой ступенью, данное значение сложно считать соответствующим реальному геологическому событию, поскольку не соблюдается ни один из критериев внутренней достоверности. Для более уверенного определения возраста формирования шрисгеймитов требуется проведение дополнительных исследований, включая более высокоразрешающее $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирование методом ступенчатого прогрева по амфиболу, клинопироксену, флогопиту.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Особенности геологического строения

Результаты геокартирования небольшого по размерам массива амфиболовых ультрабазитов подтверждают его северо-западное простираие, в целом согласное с ППУ, что не противоречит результатам среднемасштабного геокартирования и концентрически-зональному строению массивов ППУ (Иванов, 1997). Петрографический состав амфиболсодержащих перидотитов указывает на глубинное происхождение водосодержащих перидотитов. Отмечается присутствие шлиров оливинитов, происхождение которых может быть связано с преобразованием глубокозалегающих, не вскрытых эрозией оливинитов или дунитов. Близкая геологическая ситуация, напри-

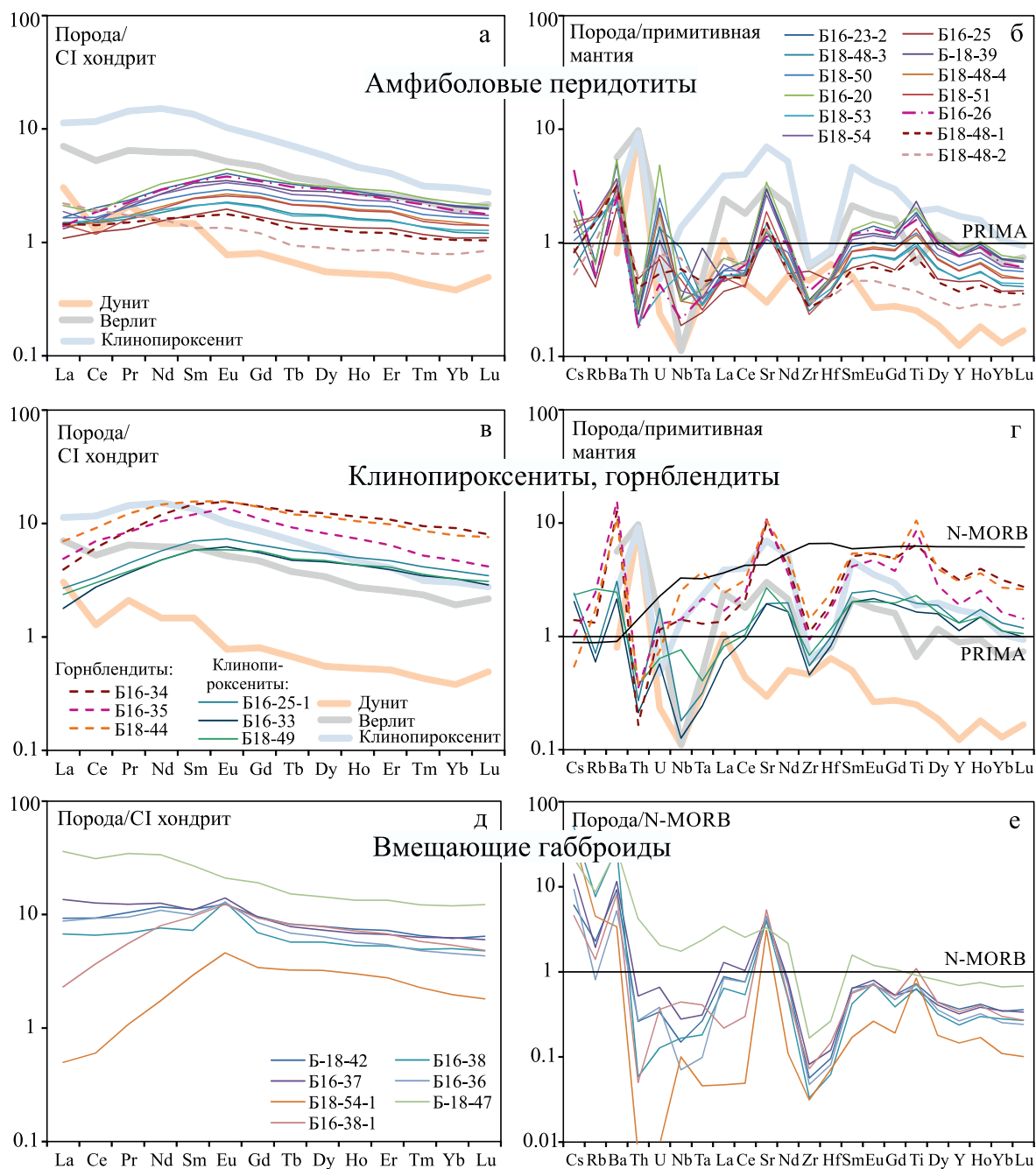


Рис. 5. Диаграммы распределения редкоземельных (а, в, д) и редких литофильных (б, г, е) элементов в амфиболовых перидотитах (а, б), амфиболовых оливиновых клинопироксенитах, горнблендитах (в, г) и вмещающих габбро, габбро-долеритах и амфиболитах (д, е).

Содержания элементов нормированы по CI-хондриту (а, в, д), примитивной мантии (PRIMA) (б, г) и нормальному базальту срединно-океанических хребтов (N-MORB) (е), по (Sun, McDonough, 1989). Номера линий соответствуют номерам анализов в табл. 1–5. Толстые линии – средние составы дунитов, верлитов и клинопироксенитов массивов Платиноносного пояса Урала по данным (Ферштатер, 2013).

Fig. 5. Diagrams of rare-earth (a, в, д) and rare lithophile (б, г, е) elements in amphibole peridotite (а, б), olivine clinopyroxenite, hornblende (в, г) and host gabbro, gabbro-dolerite and amphibolite (д, е).

The abundances of elements are normalized to CI-chondrite (а, в, д), primitive mantle (PRIMA) (б, г) and normal mid-ocean ridge basalt (N-MORB) (е) according to (Sun, McDonough, 1989). The line numbers correspond to the numbers of analyzes in the Tables 1–5. Thick lines are average compositions of dunites, wehrlites, and clinopyroxenites of massifs of the Ural Platinum Belt according to data (Fershtater, 2013).

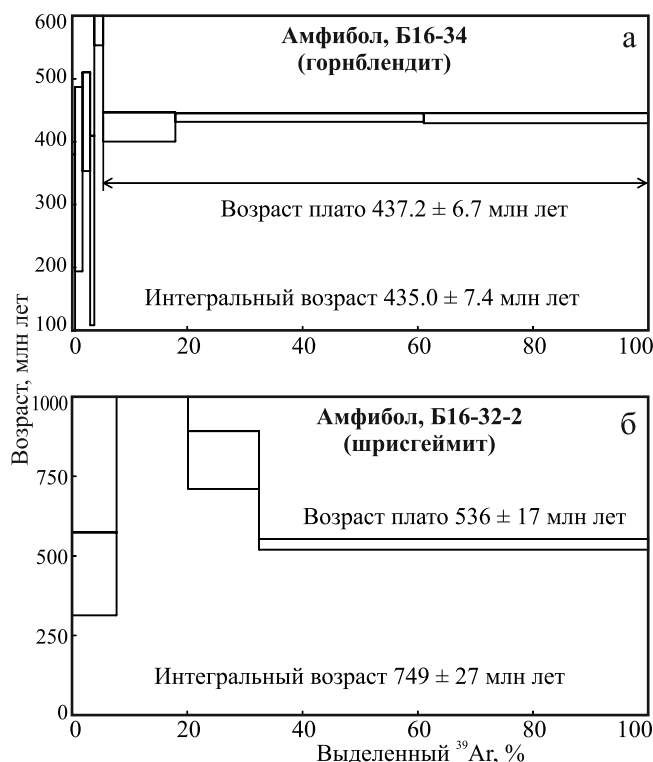


Рис. 6. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования методом ступенчатого прогрева амфиболов из пробы горнблендита Б16-34 (а) и шрисгеймита Б16-32-2 (б).

Fig. 6. Results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating by stepwise heating of amphibole from the sample of hornblende B16-34 (a) and schrisheimite B16-32-2 (b).

мер, отражена в строении оливинитсодержащего Кривинского клинопироксенитового массива (Иванов, 1997). Нарушенная концентрическая зональность массива и тектонические контакты его с вмещающими метагаббро и амфиболитами свидетельствуют о длительной истории выведения массива с глубин до уровня современного эрозионного среза. Северо-восточный контакт массива с вмещающими базитами наиболее осложнен разломами северо-западного простирания и маркируется однонаправленными мощными дайками горнблендитов (437.2 ± 6.7 млн лет), реже – долеритами, свидетельствующими о тектономагматической активизации в регионе.

Геохимические особенности амфиболовых ультрабазитов

Амфиболовые перидотиты интрузии Шрисгеймитовая горка имеют типичные для магматических образований гипидиоморфозернистую, местами пойкилитовую структуру. Породы сложены парагенезисом минералов, характерным для

магматических пород. Это указывает на кристаллизацию данных пород из насыщенной водой магмы и не позволяет говорить о “мантийном метасоматозе”. В процессе метасоматоза должен был происходить рост индивидов минералов в твердофазном состоянии с образованием бластических структур, чего не наблюдается в изученных нами образцах.

По характеру распределения редких и редкоземельных элементов изученные нами амфиболовые перидотиты интрузии Шрисгеймитовая горка в целом близки к изученным Г.Б. Ферштатером (2013) верлитам массивов ППУ. Дефицит HFSE и обогащение LILE в целом характерны для надсубдукционных магматических образований, к которым, по всей видимости, относятся массивы ППУ (Иванов, Шмелев, 1996; Иванов, 2011; и др.). Также обогащение LILE традиционно связывается с присутствием при кристаллизации флюидной фазы.

Амфиболовые ультрабазиты, в том числе амфиболовые перидотиты, могут иметь связь с проявлениями базитового водного магматизма в массивах ППУ. Кристаллизация из насыщенной водой магмы амфиболовых перидотитов, вероятно, должна была сопровождаться отделением насыщенного водой базальтового расплава, который мог стать источником горнблендитов, амфиболовых габбро и габбро-пегматитов. Обоеднение изученных амфиболовых перидотитов несовместимыми литофильными элементами, по сравнению с типовыми верлитами ППУ, может быть связано с их выносом остаточными расплавами. Однако, говоря о возможной связи амфиболовых перидотитов с водным базитовым магматизмом, стоит отметить несопоставимо большой объем амфиболовых габбро во многих комплексах ППУ и единичные находки тел амфиболовых перидотитов.

Амфибол и флогопит в шрисгеймитах формируются после оливина и пироксенов соответственно, на что указывают включения последних в амфиболе и пойкилитовая структура. Есть основание предполагать кристаллизацию амфибола и флогопита на позднематематической стадии, в надсубдукционной зоне, где магма по максимуму могла содержать флюиды.

Изученные нами линзовидные тела горнблендитов по характеру распределения редких элементов близки к изученным Г.Б. Ферштатером (2013) клинопироксенитам и клинопироксенитам массивов ППУ. По характеру распределения РЗЭ горнблендиты сходны с горнблендитами Кытлымского массива (I тип), описанными (Готтман, 2014). Г.Б. Ферштатером (2013) горнблендиты рассматриваются в составе массивов пород габбровой серии. Аналогично Е.В. Пушкаревым с соавторами (2019; и др.) горнблендиты Кытлымского массива отнесены к клинопироксенит-габбро-горнблендитовой серии.

Возраст шрисгеймитов и горнблендитов

Проблема неопротерозойского или раннепалеозойского возраста ультрабазитов ППУ дискутируется более 40 лет. Говоря о полученных нами косвенных указаниях на более древний возраст шрисгеймитов, стоит отметить, что кембрийские и позднелопотерозойские возрасты уже получены ранее с использованием различных методов изотопного датирования для массивов ППУ. К-Аг методом определен возраст амфиболовых габбро, секущих дуниты Уктусского массива и имеющих возраст 536 млн лет (Калеганов, Пушкарев, 1992; Пушкарев, 2000), сходный с Аг-Аг возрастом плато в пробе шрисгеймита (Б16-32-2). Позднее датировки для ультрабазитов дунит-клинопироксенит-тылаитовой (дунит-клинопироксенит-габбровой) серии. Так, например, для дунит-клинопироксенит-тылаитовой серии Кытлымского комплекса (Северный Урал) определен Sm-Nd возраст 551 ± 32 млн лет (Попов, Беляцкий, 2006). Г.А. Петровым и соавторами (2010) получены Sm-Nd возрасты 550–540 млн лет (± 25 млн лет) для оливиновых габбро Кытлымского и Княсьпинского комплексов. Цирконы неопротерозойского возраста 655 ± 15 и 565 ± 9 млн лет описаны в популяции полихронных цирконов из оливин-анортитовых габбро Волковского массива (Аникина и др., 2012). Единичные неопротерозойские возрасты получены при датировании выборок цирконов из массивов ППУ (см., например, (Краснобаев и др., 2007, 2011)). Приведенные датировки вступают в противоречие с другими многочисленными геохронологическими данными, достаточно надежно указывающими на раннепалеозойское время становления массивов ППУ (см., например, (Краснобаев и др., 2007, 2011; Иванов, Наставко, 2014; Пушкарев и др., 2014, 2020; и др.)).

В настоящий момент преобладающим объяснением неопротерозойских определений возраста ультрабазитов ППУ является захват “древних” цирконов поднимающимися магматическими расплавами из верхней мантии (вероятно, мантийного клина) и, возможно, сопутствующее нарушение Sm-Nd изотопной системы (например, (Аникина и др., 2012; Ферштатер, 2013)). Высказываются и диаметрально противоположные точки зрения о более древней природе дунитовых “ядер” по сравнению с раннепалеозойскими габброидами ППУ (см., например, (Ефимов, 2010; Петров и др., 2010; Петров, 2019)).

Ранее для Ревдинского массива ППУ Е.В. Пушкаревым с соавторами (2019) по результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования амфиболов из горнблендитов было показано, что формирование горнблендитов, обнажающихся в титаномагнетитовом карьере Первоуральского месторождения, и метаморфизм вмещающих пород происходили ≈ 500 –450 млн лет назад. Для Кытлымского комплекса Е.В. Пушкаре-

вым с соавторами (2020) получен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст амфибола из даек горнблендитов 405.2 ± 7 млн лет. С.Ю. Степановым с соавторами (2021) определен U-Pb (SHRIMP-II) возраст 421.0 ± 2.4 млн лет для цирконов из даек горнблендитов, пересекающих дунитовое “ядро” Каменушенского массива ППУ (Средний Урал).

При интерпретации рассчитанного по методу плато $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста 437.2 ± 6.7 млн лет для амфибола из небольшого тела горнблендитов следует исходить из небольшой глубины формирования данных тел по геологическим данным и, соответственно, их быстрого остывания. В этом случае датировка напрямую является оценкой возраста формирования тел горнблендитов. Она несколько моложе оценок возраста горнблендитов в Первоуральском титаномагнетитовом карьере Ревдинского массива (450–500 млн лет) по данным (Пушкарев и др., 2019). При этом возраст изученных нами горнблендитов более чем на 15–30 млн лет древнее возраста дайковых горнблендитов Кытлымского (405.2 ± 7 млн лет) и Каменушенского (421.0 ± 2.4 млн лет) массивов ППУ по данным (Пушкарев и др., 2020; Степанов и др., 2021).

Приведенные данные позволяют сделать вывод о том, что формирование даек и линзовидных тел горнблендитов в массивах Платиноносного пояса Урала, возможно, происходило достаточно длительное время – от раннего силура до раннего девона (возможно, даже начиная с кембрия-ордовика). Причем, вполне вероятно, горнблендиты в разных массивах ППУ формировались в разное время, и это не было привязано к какому-то единому тектономагматическому событию. Данные выводы отчасти подтверждаются результатами О.К. Иванова и Б.А. Калеганова (1993), получившими разброс К-Аг возрастов 415–432 млн лет для клинопироксенитов и горнблендитов Качканарского массива. Данные, полученные нами, и данные Е.В. Пушкарева с соавторами (2020) несколько расширяют временной диапазон формирования горнблендитов в массивах ППУ до ≈ 405 –437 млн лет.

Таким образом, в ходе изучения амфиболовых ультрабазитов Шрисгеймитовой горки (Ревдинский массив) впервые закартирован небольшой тектонизированный массив амфиболовых перидотитов и комплексно охарактеризованы оливиниты, шрисгеймиты, клинопироксеновые шрисгеймиты, амфиболовые верлиты, крайне редко встречающиеся в дунит-клинопироксенит-габбровых массивах ППУ. Получен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст 437.2 ± 6.7 млн лет для даек горнблендитов, существенно отличающийся от возрастов горнблендитов определенных предшественниками. Наши и опубликованные данные свидетельствуют о том, что формирование тел горнблендитов в разных массивах ППУ происходило в период от раннего силура до раннего девона, т.е. достаточно длительно.

Полученные данные расширяют современные представления о составе, времени и характере водного базит-ультрабазитового магматизма и соотношении его с ультрабазитовым магматизмом в концентрически-зональных массивах ППУ. Уникальность массива амфиболовых ультрабазитов, транспортная доступность делают возможным его использование в качестве объекта для экскурсий и специальных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Капитонов И.Н., Лохов К.И. (2012) Изотопно-геохимические характеристики циркона из дунитов, клинопироксенитов и габбро Платиноносного пояса Урала. *Докл. АН*, **443**(6), 711-715.
- Водолазская В.П., Тетерин И.П., Кириллов В.А., Лукьянова Л.И., Петров Г.А., Стефановский В.В., Морозов Г.Г., Жданов А.В., Жиганов А.В., Стряпунина Е.В., Еськин А.Г., Петрова Т.А., Вербицкий И.В., Вербицкая Н.В. (2015) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Уральская. Лист О-40. Пермь. Объяснит. записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 497 с.
- Высоцкий Н.К. (1913) Месторождения платины Московского и Нижне-Тагильского районов на Урале. *Тр. Геол. ком.*, 62 с.
- Готтман И.А. (2014) Горнблендиты дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урала: петрология и генезис. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 142 с.
- Ефимов А.А. (2010) Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала. *Литосфера*, (5), 134-153.
- Иванов К.С. (2011) Генезис хром-платинового оруденения Уральского (Нижнетагильского) типа. *Докл. АН*, **441**(2), 224-226.
- Иванов К.С., Наставко Е.В. (2014) Новые данные о возрасте Тагильского комплекса Платиноносного пояса Урала. *Литосфера*, (6), 77-87.
- Иванов К.С., Шмелев В.Р. (1996) Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции. *Докл. АН*, **347**(5), 649-652.
- Иванов О.К. (1984) Расслоенные ультрамафические массивы Сарановского пояса. *Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 62-70.
- Иванов О.К. (1997) Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральск. ун-та, 488 с.
- Иванов О.К., Калеганов Б.А. (1993) Новые данные о К-Аг возрасте ультрамафитов Платиноносного пояса Урала. *Докл. АН*, **328**(6), 720-724.
- Калеганов Б.А., Пушкарев Е.В. (1992) Калий-аргоновое датирование габброидов Уктусского и Шабровского массивов. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 139, 62-64.
- Калугина Р.Д., Копанев В.Ф., Стороженко Е.В., Лукин В.Г., Степанов А.Е., Михалева Е.Н., Рапопорт М.С., Ильясова Г.А., Суслев Д.Л., Шуб И.З., Михайлов А.П., Глазырина Н.С., Герасименко Б.Н. (2017) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 200 000. Изд. 2-е. Сер.: Среднеуральская. Л. О-41-XXXI. Объяснит. записка. М.: Моск. фил. ФГБУ ВСЕГЕИ, 180 с.
- Комарова М.З., Козырев М., Кокорин Н.И., Кнауф В.В. (1999) Расслоенная интрузия р. Дюмпталей. *Петрология, рудоносность. Недра Таймыра*, (3), 42-68.
- Краснобаев А.А., Аникина Е.В., Русин А.И. (2011) Цирконология дунитов Нижнетагильского массива (Средний Урал). *Докл. АН*, **436**(6), 809-813.
- Краснобаев А.А., Беа А., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. (2007) Полихронность цирконов габброидов Платиноносного пояса Урала и проблема докембрия Тагильского мегасинклинория. *Докл. АН*, **413**(6), 785-790.
- Лапин Б.Н. (2005) Атлас структур ультраосновных пород Урала. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 184 с.
- Новаков Р.М. (2019) Син- и эпигенетическая никелевая минерализация в плутонических мафит-ультрамафитовых формациях Камчатки. *Вестн. Камчатской региональной ассоциации Учебно-научный центр. Сер.: Науки о Земле*, **2**(42), 84-97.
- Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Ланда Э.А., Леднева Г.В., Марковский Б.А. (2002) Геохимия магматических серий Гальмознанского базит-гипербазитового массива, Корякия. *Тихоокеан. геол.*, **21**(2), 79-91.
- Петров Г.А. (2019) Докембрийские комплексы фундамента палеозойской островодужной системы на Среднем Урале. М.: РУСАИН, 276 с.
- Петров Г.А., Жиганов А.А., Стефановский В.В., Шалагинов В.В., Петрова Т.А., Овчинников Р.А., Гертман Т.А. (2011) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Уральская. Л. О-41. Екатеринбург. Объяснит. записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 492 с.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маегов В.И., Тристан Н.И., Маслов А.В., Пушкарев Е.В., Лепихина О.П. (2010) Новые данные о составе и возрасте комплексов основания Тагильской палеоостроводужной системы. *Докл. АН*, **432**(4), 499-505.
- Попов В.С., Беляцкий Б.В. (2006) Sm-Nd-возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала. *Докл. АН*, **409**(1), 104-109.
- Пушкарев Е.В. (2000) Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 296 с.
- Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Травин А.В., Юдин Д. (2019) Возраст горнблендитов и экзоконтактовых метаморфических пород Первоуральского титаномагнетитового месторождения по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 166, 158-164.
- Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Травин А.В., Юдин Д. (2020) Время завершения ультраосновного магматизма в Платиноносном поясе Урала. *Докл. РАН. Науки о земле*, **490**(2), 45-50. <https://doi.org/10.31857/S2686739720020139>
- Пушкарев Е.В., Ронкин Ю.Л., Юдин Д.С., Травин А.В., Лепихина О.П. (2014) Время формирования нефелиновых тылаитов в Платиноносном поясе Урала: изотопные Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, ^{40}Ar - ^{39}Ar и К-Аг датировки и их ограничения. *Докл. АН*, **455**(2), 205-209.
- Рахимов И.Р. (2020) Минералогия и главные аспекты петрологии массива Малютка Худолазовского ком-

- плекса (Южный Урал). *Вестн. геонаук*, (1), 8-18.
- Селянгин О.Б. (2006) Кортландит-амфиболовый клинопироксенит-горнблендитовая серия расслоенного никеленосного интрузива Восточно-геофизический, Шанучское рудное поле, Камчатка. *Вестн. Камчатской региональной ассоциации Учебно-научный центр. Сер.: Науки о Земле*, **8**(2), 9-29.
- Степанов С.Ю., Кутырев А.В., Лепехина Е.Н., Шарпенко Л.Н., Антонов А.В., Кутырева М.Э. (2021) Возраст образования дайкового комплекса в дунитовом “ядре” Каменушенского клинопироксенит-дунитового массива (Платиноносный пояс Урала, Средний Урал). *Геохимия*, **66**(6), 499-517.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Кологиллина Т.Б. (2009) Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье). *Геохимия*, **11**, 1181-1199.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
- Фоминых В.Г., Латыш И.К., Шилов В.А. (1974) Ревдинский массив и его титаномagnetитовые руды. *Минералогия и геохимия железорудных месторождений Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 43-79.
- Холоднов В.В., Салихов Д.Н., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В., Рахимов И.Р. (2015) Роль галогенов и серы в апатитах при оценке потенциальной рудоносности позднепалеозойских габброидов Западно-Магнитогорской зоны (Ю. Урал) на Cu-Ni, Fe-Ti и Au оруденение. *Минералогия*, (3), 45-61.
- Agrinier P., Mevel C., Bosch D., Javoy M. (1993) Metasomatic hydrous fluids in amphibole peridotites from Zabargad Island (Red Sea). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120**(3-4), 187-205.
- Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. (1996) Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards. *Chem. Geol.*, **129**, 307-324.
- Cawthorn R.G. (1975) The amphibole peridotite-metagabbro complex, Finero, northern Italy. *J. Geol.*, **83**, 437-454.
- Himmelberg G.R., Loney R.A. (1995) Characteristics and petrogenesis of Alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, Southeastern Alaska. Reston: United States Geological Survey (USGS), Professional Paper, 47 p.
- Raffone N., Le Fevre B., Ottolini L., Vannucci R., Zanetti A. (2006) Light-lithophile element metasomatism of Finero peridotite (W ALPS): A secondary-ion mass spectrometry study. *Microchim. Acta*, **155**, 251-255.
- Steiger R.H., Yager E. (1977) Subcommission on Geochronology Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc., Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Yudin D.S., Murzintsev N.G., Travin A.V., Alifirova T.A., Zhimulev E.I., Novikova S.A. (2021) Studying the Stability of the K/Ar Isotopic System of Phlogopites in Conditions of High T, P: Ar-40/Ar-39 Dating, Laboratory Experiment, Numerical Simulation. *Minerals*, **11**(2), 192.
- Zabargad Island (Red Sea). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120**(3-4), 187-205.
- Anikina E.V., Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Busharina S.V., Kapitonov I.N., Lokhov K.I. (2012) Isotope geochemical characteristics of zircon from dunite, clinopyroxenite, and gabbro of the Uralian Platinum Belt. *Dokl. Earth Sci.*, **443**(2), 513-516 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **443**(6), 711-715).
- Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. (1996) Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards. *Chem. Geol.*, **129**, 307-324.
- Cawthorn R.G. (1975) The amphibole peridotite-metagabbro complex, Finero, northern Italy. *J. Geol.*, **83**, 437-454.
- Efimov A.A. (2010) The grand total of centennial study of the Uralian Platinum Belt. *Lithosphere (Russia)*, (5), 134-153. (In Russ.)
- Ferstater G.B. (2013) Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals. Ekaterinburg, RIO UB RAS Publ., 368 p. (In Russ.)
- Fominykh V.G., Latysh I.K., Shilov V.A. (1974) The Revdinskiy massif and its titanomagnetite ores. *Mineralogy and geochemistry of iron ore deposits of the Urals*. Sverdlovsk, USC AS USSR, 43-79. (In Russ.)
- Gottman I.A. (2014) Gornblendites of dunite-clinopyroxenite-gabbro complexes of the Urals: petrology and genesis. Cand. geol. and min. sci. diss. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 142 p. (In Russ.)
- Himmelberg G.R., Loney R.A. (1995) Characteristics and petrogenesis of Alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, Southeastern Alaska. Reston: United States Geological Survey (USGS), Professional Paper, 47 p.
- Ivanov K.S. (2011) Genesis of chromium-platinum ore mineralization of the Uralian (Nizhnii Tagil) type. *Dokl. Earth Sci.*, **441**(1), 1489-1491 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **441**(2), 224-226).
- Ivanov K.S., Nastavko E.V. (2014) New data about age of Tagil complex of Platinum Belt of the Urals. *Lithosphere (Russia)*, (6), 77-87. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Shmelev V.R. (1996) The platinum-bearing belt of the Urals is a magmatic trace of the Early Paleozoic subduction zone. *Dokl. Akad. Nauk*, **347**(5), 649-652. (In Russ.)
- Ivanov O.K. (1984) Stratified ultramafic massifs of the Saranovsky belt. *Geology of the junction zone of the Urals and the East European platform*. Sverdlovsk, USC AS USSR, 62-70. (In Russ.)
- Ivanov O.K. (1997) Concentric-zonal pyroxenite-dunite massifs of the Urals. Ekaterinburg, Publ. house of the Ural University, 488 p. (In Russ.)
- Ivanov O.K., Kaleganov B.A. (1993) New data on the K-Ar age of ultramafic rocks of the Ural Platinum Belt. *Dokl. Akad. Nauk*, **328**(6), 720-724. (In Russ.)
- Kaleganov B.A., Pushkarev E.V. (1992) Potassium-argon dating of gabbroids of the Uktus and Shabrovsky massifs. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 139, 62-64. (In Russ.)
- Kalugina R.D., Kopanov V.F., Storozhenko E.V., Lukin V.G., Stepanov A.E., Mikhaleva E.N., Rapoport M.S., Il'yasova G.A., Suslov D.L., Shub I.Z., Mikhailov A.P., Glazyrina N.S., Gerasimenko B.N. (2017) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 200 000. Ed. 2nd. Ser.: Sredneural'skaya. Sheet O-41-XXXI. Explanatory letter. Moscow, Moscow branch of FSBI VSEGEI Publ., 180 p. (In Russ.)
- Kholodnov V.V., Salikhov D.N., Shagalov E.S., Konovallava E.V., Rakhimov I.R. (2015) The role of halogens and

REFERENCES

Agrinier P., Mevel C., Bosch D., Javoy M. (1993) Metasomatic hydrous fluids in amphibole peridotites from

- sulfur in apatite for evaluation of Cu-Ni, Fe-Ti and Au ores in late Palaeozoic gabbroids of the West Magnitogorsk zone (South Urals). *Mineralogiya*, (3), 45-61. (In Russ.)
- Komarova M.Z., Kozyrev M., Kokorin N.I., Knauf V.V. (1999) Layered intrusion of the Dumptalei River. Petrology, ore bearing. *Nedra Taimyra*, (3), 42-68. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Anikina E.V., Rusin A.I. (2011) Zirconology of dunite of the Nizhnii Tagil massif (Middle Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **436**(2), 290-294 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **436**(6), 809-813).
- Krasnobaev A.A., Fershtater G.B., Bea F., Montero P. (2007) The polychronous nature of zircons in gabbroids of the Ural Platinum Belt and the issue of the Precambrian in the Tagil synclinorium. *Dokl. Earth Sci.*, **413**(3), 457-461 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **413**(6), 785-790).
- Lapin B.N. (2005) Atlas of structures of ultramafic rocks of the Urals. Novosibirsk, Publ. house SB RAS, branch "Teo", 184 p. (In Russ.)
- Novakov R.M. (2019) Sin- and epigenetic nickel mineralization in plutonic mafic-ultramafic formations of Kamchatka. *Vestnik Kamchatskoi Regional'noi Assotsiatsii Uchebno-Nauchnui Tsent. Ser.: Nauki o Zemle*, **2**(42), 84-97. (In Russ.)
- Osipenko A.B., Sidorov E.G., Kozlov A.P., Landa E.A., Ledneva G.V., Markovskii B.A. (2002) Geochemistry of magmatic series of the Halmoenan basite-hyperbasite massif, Koryakia. *Tikhookeanskaya Geologiya*, **21**(2), 79-91. (In Russ.)
- Petrov G.A. (2019) Precambrian complexes of the basement of the Paleozoic island arc system in the Middle Urals. Moscow, RUSAIN Publ., 276 p. (In Russ.)
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Maegov V.Y., Tristan N.Y., Maslov A.V., Pushkarev E.V., Lepikhina O.P. (2010) New data on the composition and age of the basement complexes of the Tagil Paleo-Arctic System. *Doklady Akad. Nauk*, **432**(4), 499-505. (In Russ.)
- Petrov G.A., Zhiganov A.A., Stefanovskii V.V., Shalaginov V.V., Petrova T.A., Ovchinnikov R.A., Gertman T.A. (2011) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Ural series. Sheet O-41, Ekaterinburg. Explanatory letter. St.Petersburg, Cartographic factory VSEGEI Publ., 492 p. (In Russ.)
- Popov V.S., Belyatsky B.V. (2006) Sm-Nd age of dunite-clinopyroxenite-tylaite association of the Kytlym massif, the Platinum Belt of the Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **409**(5), 795-800.
- Pushkarev E.V. (2000) Petrology of the Uktus dunite-clinopyroxenite-gabbro massif (Middle Urals). Ekaterinburg, UB RAS, 296 p.
- Pushkarev E.V., Gottman I.A., Travin A.V., Yudin D. (2019) Age of hornblendites and exocontact metamorphic rocks of the Pervouralsk titanomagnetite deposit according to $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 166, 158-164. (In Russ.)
- Pushkarev E.V., Gottman I.A., Travin A.V., Yudin D.S. (2020) Time of termination of ultramafic magmatism in the Ural Platinum Belt. *Dokl. Earth Sci.*, **490**(2), 87-91 (translated from *Dokl. Ross. Akad. Nauk. Nauki o Zemle*, **490**(2), 45-50). <https://doi.org/10.1134/S1028334X20020130>
- Pushkarev E.V., Ronkin Yu.L., Lepekhina O.P., Yudin D.S., Travin A.V. (2014) Age of the formation of nepheline tilaite in the Uralian Platinum Belt: the isotope Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, and K-Ar datings and their limitations. *Dokl. Earth Sci.*, **455**(1), 312-316 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **455**(2), 205-209).
- Raffone N., Le Fevre B., Ottolini L., Vannucci R., Zanetti A. (2006) Light-lithophile element metasomatism of Finero peridotite (W ALPS): A secondary-ion mass spectrometry study. *Microchim. Acta*, **155**, 251-255.
- Rakhimov I.R. (2020) Mineralogy and main aspects of petrology of the Malyutka massif of the Khudolazovsky complex (Southern Urals). *Vestnik Geonauk*, (1), 8-18. (In Russ.)
- Selyangin O.B. (2006) Cortlandite-amphibole clinopyroxenite-hornblende series of the layered nickel-bearing intrusive of the Vostochniy Geophysicskiy, Shanuchskoe ore field, Kamchatka. *Vestnik Kamchatskoi Regional'noi Assotsiatsii Uchebno-Nauchnui Tsent. Ser.: Nauki o Zemle*, **8**(2), 9-29. (In Russ.)
- Stepanov S.Y., Kutyrev A.V., Lepekhina E.N., Sharpenok L.N., Antonov A.V., Kutyreva M.E. (2021) Age of the dike complex in the dunite "core" of the Kamenushinsky clinopyroxenite-dunite massif, Ural platinum belt, Middle Urals. *Geochem. Int.*, **59**(6), 559-576.
- Steiger R.H., Yager E. (1977) Subcomission on Geochronology Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc., Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Travin A.V., Yudin D.S., Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Volkova N.I., Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B. (2009) Thermochronology of the Chernorud granulite zone, Ol'khon region, Western Baikal area. *Geochem. Int.*, **47**(11), 1107-1124.
- Vodolazskaya V.P., Teterin I.P., Kirillov V.A., Luk'yanova L.I., Petrov G.A., Stefanovskii V.V., Morozov G.G., Zhdanov A.V., Zhiganov A.V., Stryapunina E.V., Es'kin A.G., Petrova T.A., Verbitskii I.V., Verbitskaya N.V. (2015) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Ural series. Sheet O-40. Perm. Explanatory letter. St.Petersburg, Cartographic factory VSEGEI Publ., 497 p. (In Russ.)
- Vysotskii N.K. (1913) Deposits of platinum in the Moscow and Nizhny Tagil regions in the Urals. *Trudy Geol. Komiteteta*, 62 p. (In Russ.)
- Yudin D.S., Murzintsev N.G., Travin A.V., Alifirova T.A., Zhimulev E.I., Novikova S.A. (2021) Studying the Stability of the K/Ar Isotopic System of Phlogopites in Conditions of High T, P: Ar-40/Ar-39 Dating, Laboratory Experiment, Numerical Simulation. *Minerals*, **11**(2), 192.