

Научная статья
УДК 552.111+552.32



МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ПОЗДНЕВИЗЕЙСКИХ ДОЛЕРИТОВЫХ СИЛЛОВ ЧЕБАРКУЛЬСКОЙ ПЛОЩАДИ (ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКАЯ ЗОНА ЮЖНОГО УРАЛА) В КОНТЕКСТЕ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

И. Р. Рахимов, А. М. Васильев, А. А. Самигуллин

Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук, г. Уфа, Россия

Выделена Чебаркульская группа силлов поздневизейского возраста (ранний карбон), локализованная в окрестностях оз. Чебаркуль в центральной части Западно-Магнитогорской зоны. Она является фрагментом единого протяжённого пояса силлов, сформированного на периферии Магнитогорско-Богдановского рифта. Проведено петрографическое и минералогическое изучение пород двух крупных силлов (Давлетовского и Янги-Аульского). Силлы сложены довольно однородными и однотипными метасоматизированными роговообманковыми долеритами. Главным и одним из самых ранних минералов является плагиоклаз (максимальное содержание анортитового минала 61.6 мол. %). Клинопироксен выдержан по составу и отвечает высококальциевому авгиту и салиту. В нём слабо проявлена концентрическая зональность, при которой от центра к краю увеличиваются содержания SiO_2 , FeO и MgO, но снижаются содержания TiO_2 и Al_2O_3 . Роговая обманка (эденит) кристаллизовалась в диапазоне температур 968–839 °C при давлении около 1–3 кбар. Установлена следующая последовательность кристаллизации магматических минералов: титаномагнетит-1 → Ca-Na плагиоклаз → клинопироксен → титаномагнетит-2 + ильменит → апатит+циркон (?) → роговая обманка → биотит → Na-Ca плагиоклаз + калиевый шпат.

Хлорит, отвечающий брунсвигиту в Давлетовском силле и диабантину (+ рипидолит и пикнохлорит) в Янги-Аульском, является одним из главных вторичных минералов, который кристаллизовался в основном в диапазоне температур 200–150 °C. Во всех породах хлорит частично или полностью заместил клинопироксен и особенно роговую обманку.

В целом петрографические и минералогические особенности долеритов свидетельствуют в пользу одноактного внедрения исходных магм и их слабой дифференцированности. Изученные силлы вряд ли могли подпитывать крупный интрузивный массив или вулканическую постройку.

Ключевые слова: Западно-Магнитогорская зона, роговообманковый долерит, петрография, минералогия, магма

Благодарности: исследования выполнены в рамках Госзадания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2025–0015.

Для цитирования: Рахимов И. Р., Васильев А. М., Самигуллин А. А. Минералогия и петрография поздневизейских долеритовых силлов Чебаркульской площади (Западно-Магнитогорская зона Южного Урала) в контексте петрогенезиса // Геологический вестник. 2025. № 2. С. 104–122. DOI: 10.31084/2619-0087/2025-2-7

For citation: Rakhimov I. R., Vasiliev A. M., Samigullin A. A. (2025) Mineralogy and petrography of Chebarkul group dolerite sills (West Magnitogorsk Zone of the Southern Urals) in context of petrogenesis. *Geologicheskii vestnik*. 2025. No. 2. P. 104–122. DOI: 10.31084/2619-0087/2025-2-7

© И. Р. Рахимов, А. М. Васильев, А. А. Самигуллин, 2025

Original article
UDC 552.111+552.32

MINERALOGY AND PETROGRAPHY OF CHEBARKUL GROUP DOLERITE SILLS (WEST MAGNITOGORSK ZONE OF THE SOUTHERN URALS) IN CONTEXT OF PETROGENESIS

I. R. Rakhimov, A. M. Vasiliev, A. A. Samigullin

Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Ufa, Russia

The Chebarkul group of sills of Late Visean age (Early Carboniferous), localized in the vicinity of Lake Chebarkul located in the central part of the West Magnitogorsk zone, has been identified. It is part of a single extended sill belt formed on the periphery of the Magnitogorsk-Bogdanovskoe rift. A petrographic and mineralogical study of the rocks of two large sills (Davletovo and Yangi-Aul) has been carried out. The sills are composed of fairly homogeneous and uniform metasomatized hornblende dolerites. The main and one of the earliest minerals is plagioclase (the maximum content of anorthite mineral is 61.6 mol. %). Clinopyroxene is aged in composition and corresponds to high-calcium augite and salite. It is weakly concentric-zonal, so SiO₂, FeO and MgO contents increase from the center to the edge, while contents TiO₂ and Al₂O₃ decrease. Hornblende (edenite) crystallized in the temperature range of 968–839 °C at a pressure range of 1–3 kbar. The following crystallization order of magmatic minerals has been established: titanomagnetite-1 → Ca-Na plagioclase → clinopyroxene → titanomagnetite-2 + ilmenite → apatite + zircon (?) → hornblende → biotite → Na-Ca plagioclase + potassium feldspar.

The chlorite corresponding to brunsvigite in the Davletovo sill and diabantine (+ ripidolite and pycnochlorite) in the Yangi-Aul is one of the main secondary minerals, which crystallized mainly in the temperature range of 200–150 °C. In all rocks, chlorite partially or completely replaced clinopyroxene and especially hornblende.

In general, the petrographic and mineralogical features of dolerites indicate a single-act injection of the initial magmas and their weak differentiation. The studied sills are unlikely to have fed a large intrusive massif or volcanic edifice.

Keywords: West Magnitogorsk zone, hornblende dolerite, petrography, mineralogy, magma

Acknowledgments: The research was carried out within the framework of the State Assignment of the Institute of Geology UFRS RAS No. FMRS-2025–0015.

Введение

Постостроводужный интрузивный магматизм Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ) Южного Урала включает множество мелких базитовых тел разной морфологии, преимущественно линейной субмеридионально-вытянутой, отнесённых к разным комплексам, формировавшимся в течение карбона [Салихов и др., 2019]. В ЗМЗ выявлены многочисленные долеритовые силлы, чаще всего прорывающие биягодинские и зилаирские терригенные отложения в пределах локальных структур, например, Худолазовской синклинали, Чебаркуль-Бугодакской моноклинали и др. [Салихов, Беликова, 2011; Рахимов, 2017; Рахимов, 2024]. На южноуральской серии листов ГДП-200 эти интрузии отнесены обычно к «первой фазе» худолазовского комплекса раннего карбона без уточнения условий залегания [Князев и др., 2006; Монтин и др., 2015]. Однако новые геохронологические данные, полу-

ченные при LA-ICP-MS U-Pb датировании циркона, показали дискретность формирования силлов из разных групп [Рахимов, 2024 и наши неопубликованные данные]. Это дало повод для более углубленного изучения вещественного состава пород отдельных групп силлов. В ходе недавних геологических исследований нами установлено, что в размещении силлов условно можно выделить отдельные группы-скопления (с юга на север): Худолазовскую, Абдулмамбетовскую, Чебаркульскую, Бугодакскую. В настоящей статье приводятся результаты минералого-петрографического изучения пород из силлов Чебаркульской группы поздневизейского возраста, обсуждаются условия формирования и преобразования пород.

Методика

Полевые геологические работы с описанием обнажений и отбором образцов велись авто-

рами с 2015 по 2024 гг., что позволило значительно уточнить количество интрузий, их вещественный состав и морфологию по сравнению с ГДП-200 на Чебаркульской площади.

Оптическая микроскопия с петрографическим описанием пород выполнена на поляризационном микроскопе Altami Polar 3 в ИГ УФИЦ РАН (г. Уфа) для 10 образцов.

Электронная микроскопия с микрорентгено-спектральным анализом проведена в ИГ УФИЦ РАН и в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) для четырёх образцов (D_3-7 , $S_{19}-25a$, $S_{19}-27$, $S_{19}-28$) на сканирующих электронных микроскопах Tescan Vega Compact и Jeol JSM-6510LV, оснащённых ЭДС-детекторами Oxford Energy и Gatan Chroma CL2UV соответственно. При съёмке напряжение составляло 20 кВ, ток зонда 3.7–4 нА.

Результаты

Геологическое описание

Чебаркульская группа включает как минимум два силла (Давлетовский и Янги-Аульский), расположенных к югу от оз. Чебаркуль, частично внутри с. Давлетово и вблизи с. Янги-Аул (рис. 1а, б). Давлетовский силл видимой мощностью около 50 м является наиболее протяжённым (около 13 км), в северной части непрерывен (простирается здесь 360°), а в южной части представлен цепочкой оторванных друг от друга фрагментов с единым простиранием ($\sim 345^\circ$) (см. рис. 1). К северу от оз. Чебаркуль обнаружены выходы долеритов, которые могут являться продолжением Давлетовского силла (см. рис. 1б), потенциально увеличивая его длину до 17.5 км. В рельефе силл ясно выражен как узкий протяжённый холмик высотой до 3–4 м с многочисленными закопашками и мелкими карьерами (рис. 2а, б), в которых добывались и добываются глыбы долеритов для хозяйственных построек. Вмещающими породами являются серые мелкозернистые полимиктовые песчаники (лититовые арениты со смектит-хлоритовым цементом) зилаирской свиты (D_3fm).

Янги-Аульский силл вскрыт карьером (см. рис. 2в), где удалось замерить элементы залегания: аз. пад. 75° , угол пад. 69° . Его вмещают серо-коричневые и тёмно-серые тонкозернистые песчаники и алевролиты (литарениты) зилаирской свиты. Мощность силла не менее 15 м. В целом простирание тела 357° , длина 1.3 км, но в южной

части обнажения неясны, и судя по продолжению линейной возвышенности, возможно длина силла достигает 3.6 км.

Согласно Объяснительной записке к листу N-40-XXIX [Князев и др., 2006; Монтин и др., 2015] структурой, включающая Чебаркульскую группу силлов, является Чебаркуль-Бугодакская моноклираль, имеющая субмеридиональное простирание (см. рис. 1б). В её строении участвуют вулканогенно-осадочные комплексы девона от мазовской до зилаирской свит. С запада моноклираль ограничена Кизильским разломом, с востока — Кушеевско-Таксыровской зоной разломов.

Оба силла местами прорваны мелкими интрузиями такситовых габбро (см. рис. 2 г), типичных для худолазовского комплекса. Наибольшее количество таких пересечений выявлено в северных частях тел.

Петрографическое и минералогическое описание

Силлы Чебаркульской группы сложены довольно однотипными умеренно- и сильнометасоматизированными мелкозернистыми роговообманковыми долеритами. На рис. 3 представлена классификационная треугольная диаграмма, демонстрирующая соответствие исследованных пород роговообманковым габброидам. Долериты Янги-Аульского силла в целом богаче клинопироксенном и беднее плагиоклазом и роговой обманкой по сравнению с долеритами Давлетовского силла. Породы имеют долеритовую и пойкилодолеритовую структуру (рис. 4а, б). Текстура их однородная массивная, окраска на свежем сколе синевато- или зеленовато-тёмно-серая. В приконтактной зоне силла мелкие лейсты плагиоклаза запечатаны в изменённую скрытокристаллическую массу. Встречаются порфириовидные участки. Схема опробования силлов показана на рис. 1. При помощи оптической и сканирующей электронной микроскопии в породах диагностированы следующие минералы (в порядке количественного убывания): Ca-Na плагиоклаз (60–70% с учётом 30–40% вторичного альбита), хлорит (10–20%), клинопироксен (10–20%), роговая обманка (0–10%), пренит (до 5%), титаномагнетит (до 3%), калиевый полевой шпат (до 1.5%), кальцит (до 1.5% без учёта наложенных жил в обр. $S_{19}-22$), актинолит (до 1%), мусковит (до 1%), титанит (до 1%), магнетит (до 1%), гётит (до 1%), апатит (до 1%),

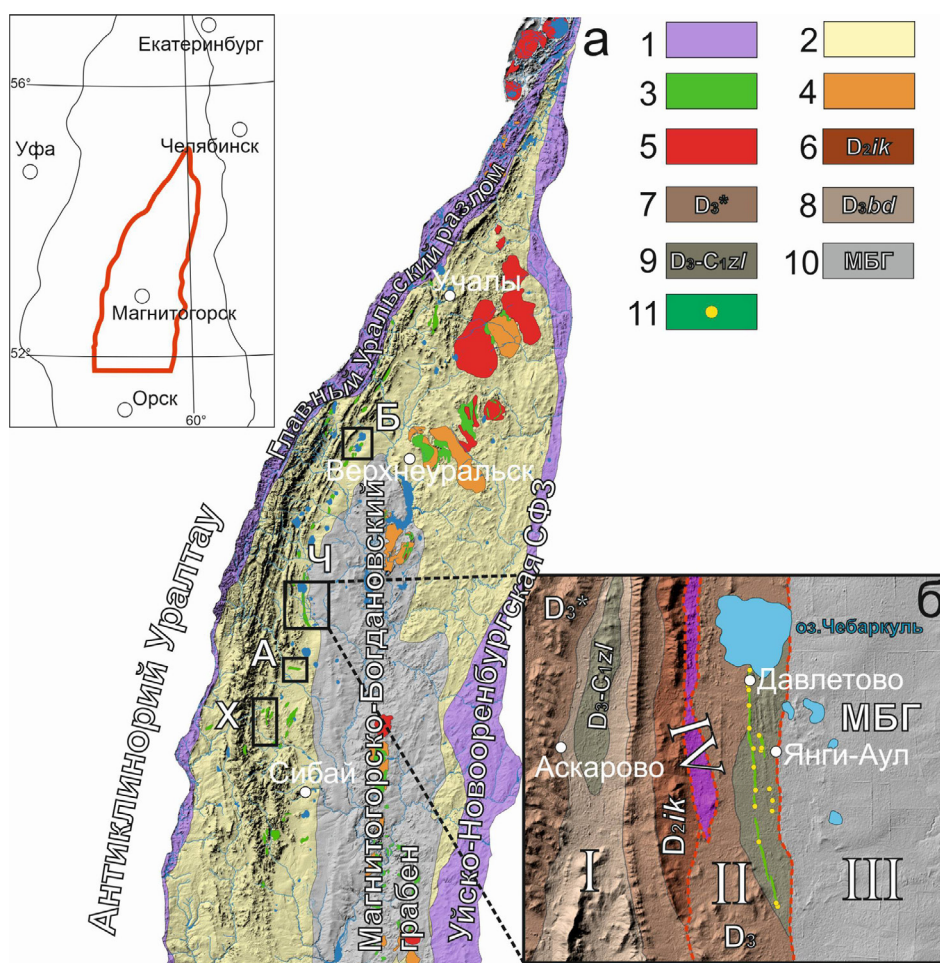


Рис. 1. Структурно-геологические схемы Магнитогорской мегазоны (а) и Чебаркульской площади (б). Построено с использованием данных [Князев и др., 2006; Монтин и др., 2015].

Условные обозначения: 1 — пояса гипербазитов и серпентинитового меланжа (войкаро-кемпирсайский комплекс тектонитов), 2 — островодужные комплексы девона, 3 — массивы габброидов, 4 — массивы монзонитоидов, 5 — массивы гранитоидов, 6 — вулканогенные отложения ирендыкской свиты, 7 — вулканогенно-осадочные комплексы верхнего девона, 8 — вулканогенно-осадочные отложения биягодинской свиты, 9 — глинисто-терригенные отложения зилаирской свиты, 10 — осадочные отложения Магнитогорско-Богдановского грабена, 11 — точки опробования. I — Аскардовская синклиналь, II — Чебаркуль-Бугодакская моноклираль, III — Кизильская подзона Магнитогорско-Богдановского грабена, IV — Юлдашевская антиклиналь. Группы силлов раннего карбона: А — Абдулмамбетовская, Б — Бугодакская, Х — Худолозавская, Ч — Чебаркульская.

Fig. 1. Structural and geological schemes of the Magnitogorsk megazone (a) and Chebarkul area (b). Constructed using [Knyazev et al., 2006; Montin et al., 2015].

Legend: 1 — belts of hyperbasites and serpentinite melange (Voikaro-Kempirsay tectonite complex), 2 — island-arc complexes of the Devonian, 3 — massifs of gabbroids, 4 — massifs of monzonitoids, 5 — massifs of granitoids, 6 — volcanogenic deposits of the Iretydyk formation, 7 — volcanogenic-sedimentary complexes of the Upper Devonian, 8 — volcanogenic-sedimentary deposits of the Biyagoda Formation, 9 — schist-terrigenous deposits of the Zilair Formation, 10 — sedimentary deposits of the Magnitogorsk-Bogdanovskoe graben, 11 — sampling points. I — Askarovo syncline, II — Chebarkul-Bugodak monocline, III — Kizil subzone of Magnitogorsk-Bogdanovskoe graben, IV — Yuldashevo anticline. Groups of Early Carboniferous sills: A — Abdulmambet, B — Bugodak, X — Khudolaz, Ch — Chebarkul.

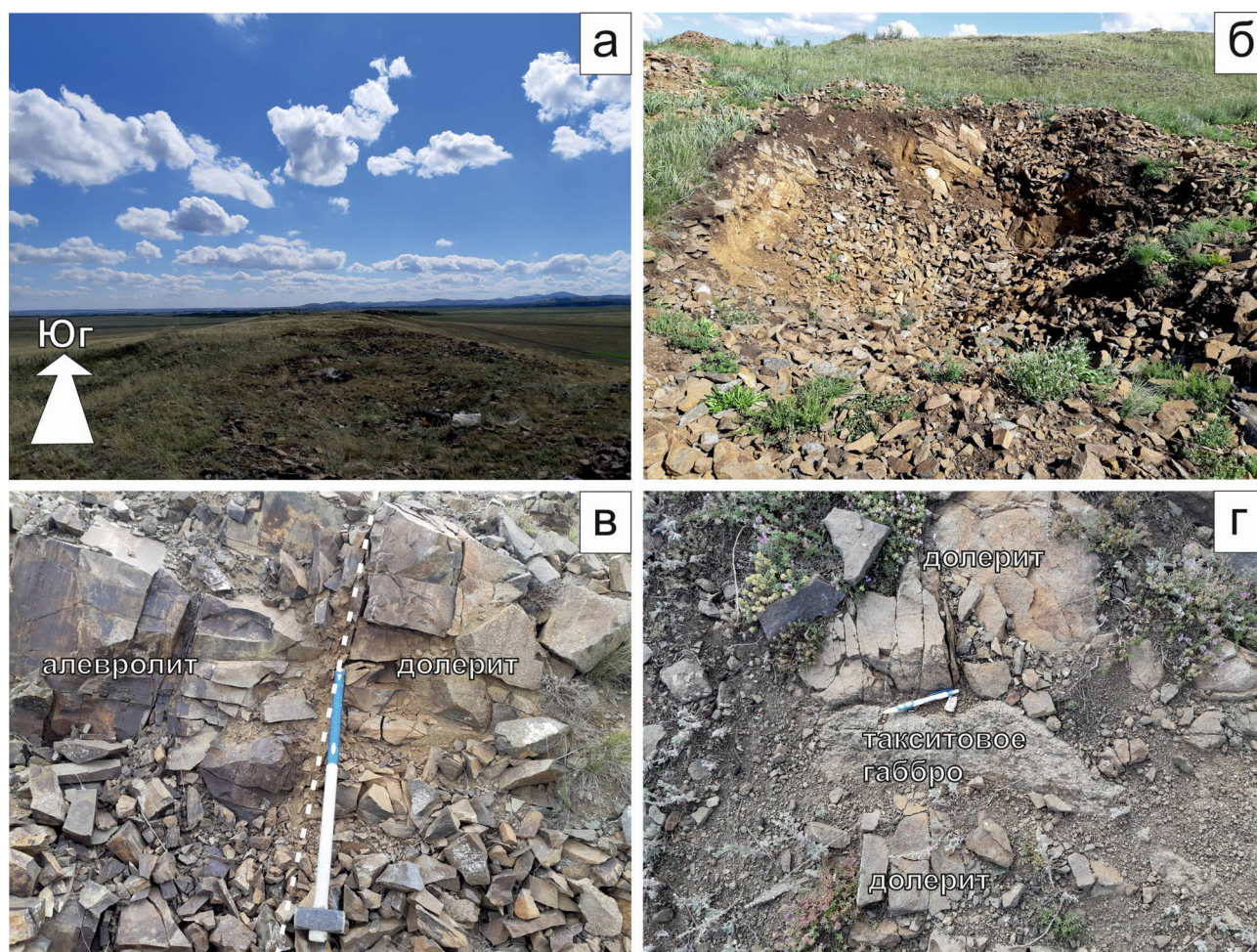


Рис. 2. Долериты Чебаркульской группы силлов

Условные обозначения: а — линейно-вытянутый холм Давлетовского силла, б — мелкий карьер по долеритам, в — контакт Янги-Аульского силла с вмещающими породами, г — контакт (отмечен пунктиром) такситовых габбро с долеритами Давлетовского силла.

Fig. 2. Photo of landscapes with dolerites of the Chebarkul group sills

Legend: а — a linearly elongated hill of the Davletovo sill, б — a small quarry for dolerites, в — contact (marked with a dotted line) of the Yangi-Aul sill with host rocks, г — contact of taxitic gabbro with dolerites of the Davletovo sill.

кварц (до 1% в виде наложенных жил в обр. S₁₀-20b), биотит (до 0.5% с учётом вторичного хлорита), ильменит (до 0.5%), эпидот (до 0.5%), рутил, ульвёшпинель и недиагностируемые минералы Ti (суммарно до 0.3%), циркон (ед. зёрна), хромит (ед. зёрна), халькопирит (ед. зёрна), пирит (ед. зёрна). Породы метасоматизированы от умеренной степени до интенсивной, сохранность первично-магматических минеральных ассоциаций варьирует от 30 до 70%.

Плагиоклаз является главным породообразующим минералом и представлен в матрице лейстами размером 0.1–0.3 мм (w) × 0.5–0.8 мм (l). Во всех изученных образцах он подвержен полной или частичной сосюритизации (не менее 30%), включа-

ющей альбит, калиевый полевой шпат, мусковит (серицит), пренит, хлорит, эпидот. Также в сложной структуре агрегатов замещения плагиоклаза присутствуют титанит и ильменит (рис. 5а), вероятно возникшие по титаномагнетиту, находившемуся в виде включений в плагиоклазе. Альбит как вторичный плагиоклаз широко развит в породах обычно в виде псевдоморфоз (полных или частичных — как каймы замещения) по первичному плагиоклазу. Однако альбит (с олигоклазом) в небольшом количестве встречается и как позднемагматическая фаза в интерстициях ранних минералов совместно с калиевым полевым шпатом. На классификационной диаграмме первичный плагиоклаз попадает в области лабрадора

и андезина (рис. 6а). Наиболее кальциевый состав имеет $An_{61.6}$. Позднемагматический кислый плагиоклаз из интерстиций в основном отвечает олигоклазу ($An_{12.5-15.6}$). Примесь Fe в первичном плагиоклазе варьирует в пределах 0.2–0.8 мас. %, Ti — 0.0n — 0.08%, тогда как в альбите Ti не выявлен, Fe 0–0.37% и постоянен K 0. n — 1.06%.

Хлорит является одним из двух главных вторичных минералов (вместе с альбитом), заместивших клинопироксен (частично) и роговую обманку (частично или полностью, см. рис. 4 г), а также незначительно плагиоклаз и биотит. Формы кристаллов хлорита — мелкодисперсные сплошные массы, состоящие из мельчайших чешуек, а также листовато-чешуйчатые зёрна с ксеноморфными очертаниями. Размеры отдельных агрегатов и зёрен варьируют чаще всего в пределах 0.2–0.6 мм в поперечнике. По химическому составу хлорит довольно выдержан в отдельных образцах, но различается между породами Давлетовского и Янги-Аульского силлов. В первом он соответствует брунсвигиту, а во втором в основном диабантину, частично пикнохлориту и рипидолиту (см. рис. 6 г). Состав примесей при этом почти не различается. Постоянны примеси Ca (0.08–0.99 мас.%) и почти постоянны — Mn (0. n — 0.48%), непостоянны — Ti (0–1.44%) и K (0–1.06%). В некоторых наиболее железистых выделениях фиксируются примеси Co от 0.13 до 0.21%. Также в некоторых индивидах (чаще с повышенной примесью K) выявлен Cl (0.06–0.22%).

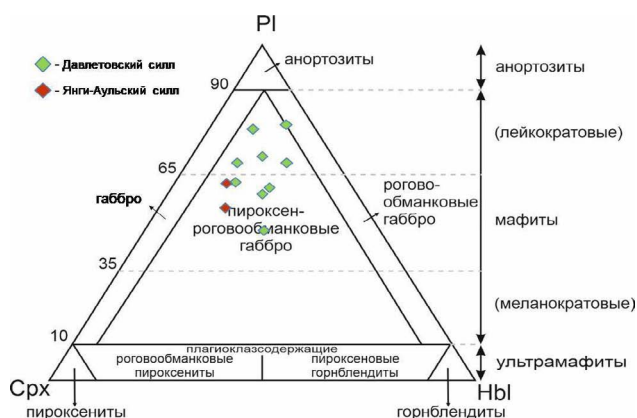


Рис. 3. Классификационная петрографическая диаграмма для долеритов из силлов Чебаркульской группы по [Igneous...,2002]. Построена по первичным соотношениям минералов (с учётом вторичных замещений)

Fig. 3. Petrographic classification diagram for dolerites from the Chebarkul group sills according to [Igneous...,2002]. It is based on the primary ratios of minerals (taking into account secondary alteration)

Клинопироксен представлен тремя типами кристаллов: 1) мелкими идиоморфными изометричной и призматической морфологии (0.1–0.2 мм в поперечнике), равномерно распределёнными в основной массе; 2) крупными пойкилитовыми (ойкокритами) ксеноморфными (до 0.8 мм в поперечнике); 3) идиоморфными зональными микрофенокритами (до 1 мм в поперечнике, см. рис. 4в). На классификационной диаграмме клинопироксен ложится на границе салита и авгита (см. рис. 6б), демонстрируя довольно выдержанный состав по главным элементам (в среднем $Wo_{46.8}En_{42.6}Fs_{10.9}$). Микрофенокриты и зёрна основной массы (включая ойкокриты) по составу не отличаются и в обоих типах выявлена слабая концентрическая зональность (рис. 7а, б): от ядра к мантии и краю кристаллов происходит увеличение содержаний SiO_2 , FeO (неравномерно) и MgO, но заметное уменьшение содержаний Al_2O_3 и TiO_2 . Клинопироксен из тонких отщеплений, вдающихся в интерстиционные клинья, отличается от объёмных зёрен лишь пониженным содержанием Al_2O_3 . В целом из второстепенных компонентов содержания Al_2O_3 и TiO_2 наиболее вариативны. В долеритах Янги-Аульского силла с заметно подчинённым количеством роговой обманки клинопироксен отличается специфическим составом при низком содержании SiO_2 (до 44.3%) и повышенных содержаниях второстепенных компонентов (Al_2O_3 до 6.48 мас.%, TiO_2 до 3.46%, Na_2O до 2.95%), что сближает его с составом роговой обманки. Иногда в клинопироксене фиксируются примеси Cr до 0.21%, Ni до 0.17% и V до 0.1%, независимо от конкретного силла.

Роговая обманка обычно третий по распространённости первичный породообразующий минерал. Но нередко это связано с его большей изменённостью в сравнении с клинопироксеном, поскольку резистентность второго к хлоритизации в изученных породах оказалось гораздо выше. В ряде образцов (например, D₃-9) роговая обманка почти полностью замещена хлоритом. Обычно роговая обманка представлена ксеноморфными зёрнами в интерстициях кристаллов плагиоклаза, их размер чаще всего варьирует от 0.1 до 0.5 мм. Окраска варьирует от коричневой до светло-зелёной (в краях выделений). Согласно классификационной диаграмме роговая обманка отвечает эдениту, незначительное число анализов — паргаситу (см. рис. 6в). Содержания Al_2O_3 (3.51–11.87%), TiO_2 (0. n — 4.77%) и Na_2O (0.81–3.2%) сильно варьируют, примесь K достигает 0.72%.

Пренит — третий по распространённости вторичный минерал (после хлорита и альбита). Представлен листовато-чешуйчатыми пятнистыми, метельчатыми и радиально-лучистыми агрегатами, которые замещают плагиоклаз, роговую обманку и редко клинопироксен. Размеры агре-

гатов от 0.1–0.2 до 1 мм. Средний состав прени-та в виде кристаллохимической формулы: $(Ca_{2.01}, Na_{0.02})(Al_{1.95}, Si_{3.01}, Fe_{0.09})O_{10}(OH)_2$. Зафиксированы примеси Ti до 0.16 мас. % и Mn до 0.07%.

Anatit является одним из важнейших и количественно стабильных аксессуарных минера-

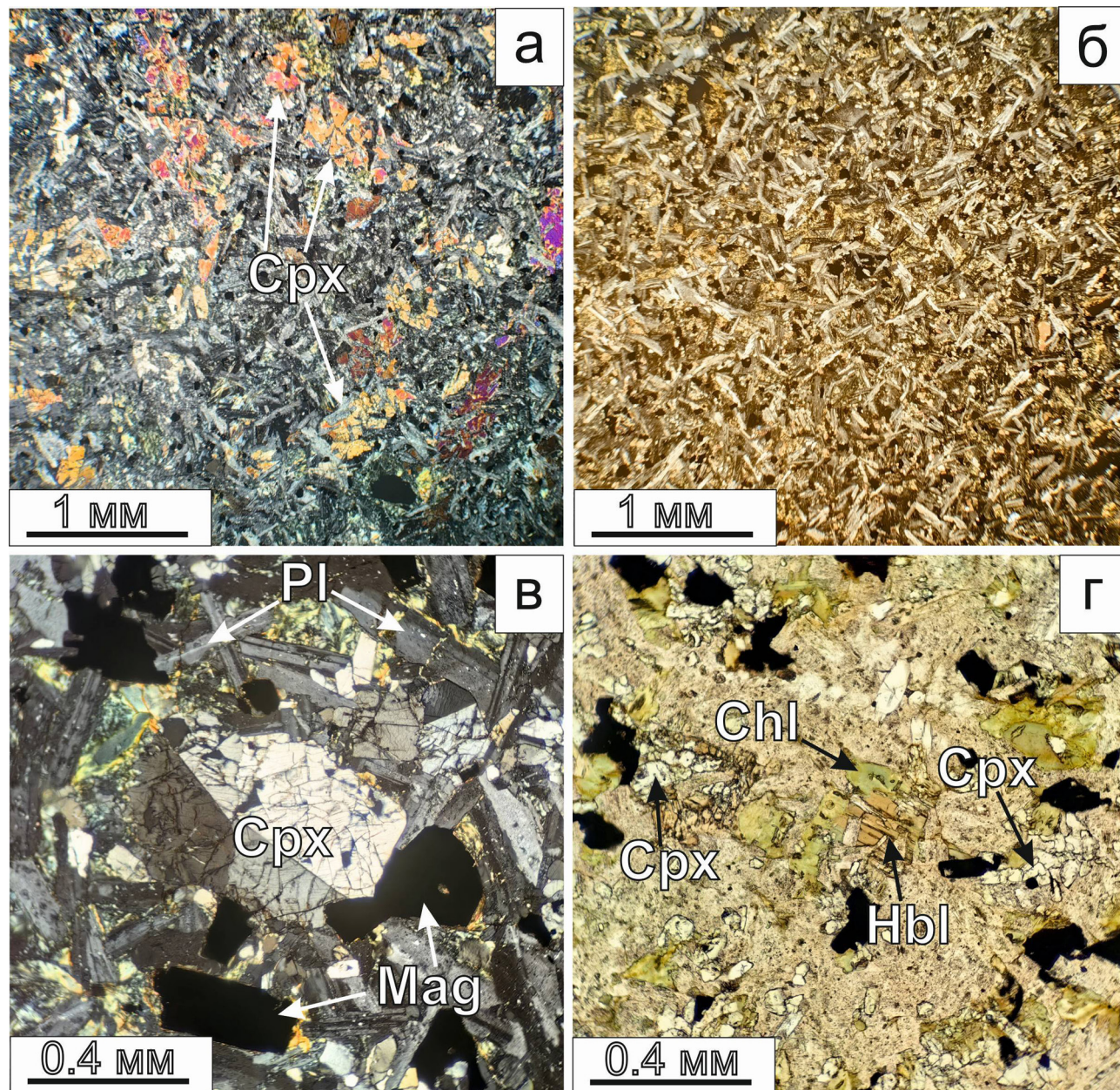


Рис. 4. Микрофотографии долеритов Чебаркульской группы, полученные с помощью оптического микроскопа
Условные обозначения: а — покилодолеритовая структура матрицы (с анализатором), б — долеритовая структура матрицы (с анализатором), в — сдвойникованный микрофенокрист клинопироксена (с анализатором), г — частично замещённый хлоритом кристалл роговой обманки (без анализатора). Chl — хлорит, Cpx — клинопироксен, Hbl — роговая обманка, Mag — магнетит, Pl — плагиоклаз.

Fig. 4. Optical microscope microphotographs of dolerites from Chebarkul group sills

Legend: а — poikilodolerite matrix structure (with analyzer), б — dolerite matrix structure (with analyzer), в — twinned clinopyroxene microphenocryst (with analyzer), г — hornblende crystal partially replaced by chlorite (without analyzer). Chl — chlorite, Cpx — clinopyroxene, Hbl — hornblende, Mag — magnetite, Pl — plagioclase.

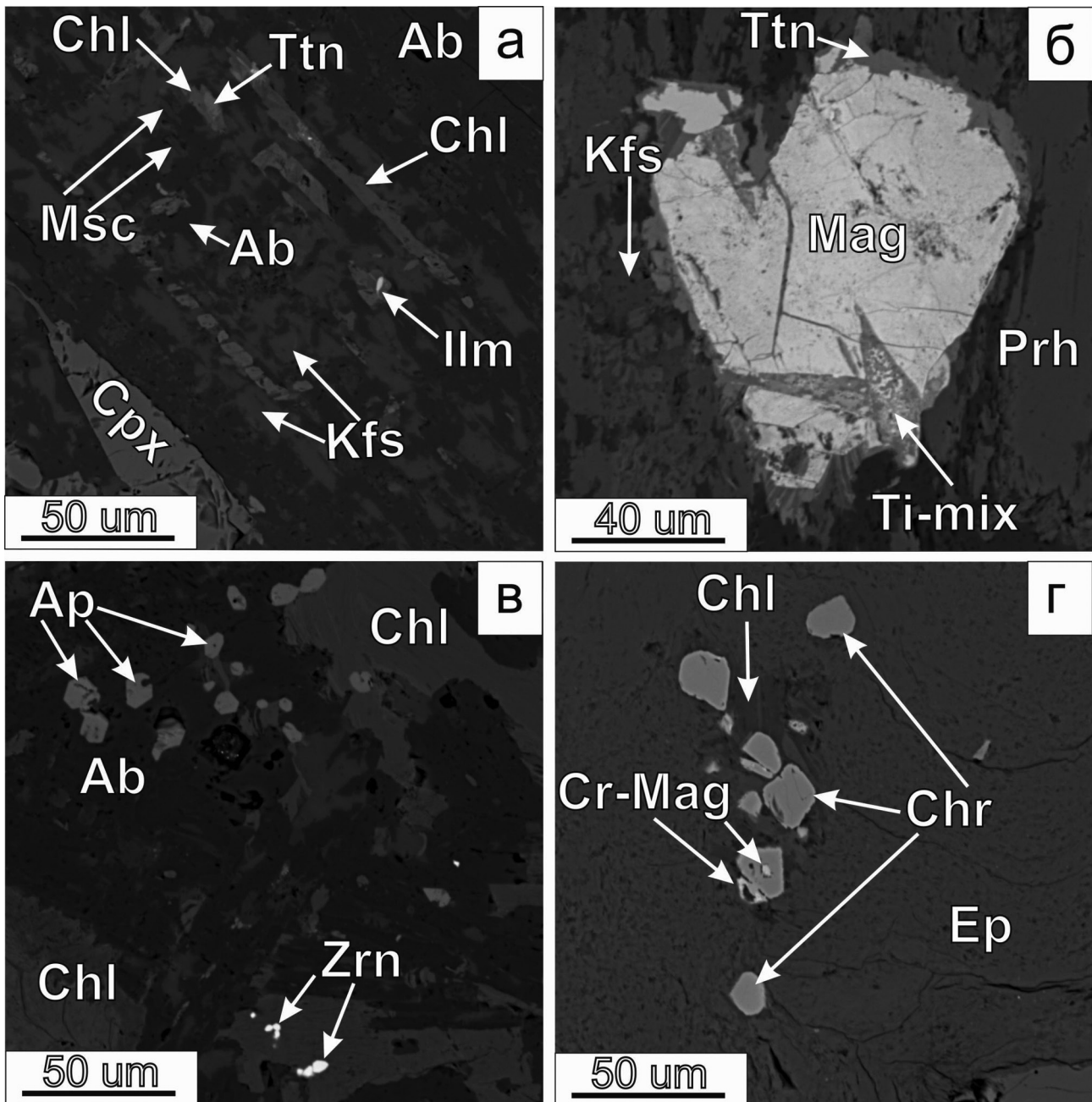


Рис. 5. Изображения долеритов Чебаркульской группы силлов в обратно-рассеянных электронах

Условные обозначения: а — метасоматический агрегат замещения плагиоклаза, б — агрегат замещения титаномагнетита, в — кристаллы апатита и циркона в альбит-хлоритовом агрегате, г — кристаллы хромита в хлорит-эпидотовом агрегате. Ab — альбит, Ap — апатит, Chr — хромит, Ep — эпидот, Ilm — ильменит, Kfs — калиевый полевой шпат, Msc — мусковит, Prh — пренит, Ti-mix — смесь недиагностируемых Ti-фаз, Ttn — титанит, Zrn — циркон, остальные аббревиатуры минералов см. в подписи к рис. 4.

Fig. 5. Images of dolerites from Chebarkul group sills in backscattered electrons

Legend: a — metasomatic assemblage replaced the plagioclase, б — metasomatic assemblage replaced titanomagnetite, в — apatite and zircon crystals in albite-chlorite assemblage, г — chromite crystals in chlorite-epidote assemblage. Ab — albite, Ap — apatite, Chr — chromite, Ep — epidote, Ilm — ilmenite, Kfs — potassium feldspar, Msc — muscovite, Prh — prehnite, Ti-mix — a mixture of undiagnosed Ti-phases, Ttn — titanite, Zrn — zircon. Other abbreviations of the minerals see in the caption to Fig. 4.

лов. Он представлен хорошо оформленными шестоватыми призматическими кристаллами, реже дипирамидальными, длина которых достигает 0.5 мм, обычно 0.1–0.3 мм. Минерал обычно локализуется в виде включений в олигоклазе и роговой обманке (а также в замещающем её хлорите). В апатите определены содержания галогенов: F 2.04–3.1, Cl 0.13–1.47. Выявлено, что в долеритах Давлетовского силла апатит богаче примесью S (до 0.29%) и беднее хлором (0.13–0.59%) в сравнении с Янги-Аульским силлом, где апатит содержит лишь до 0.06% S, но 0.55–1.47% Cl. При этом содержание фтора в них близкое.

Калиевый полевой шпат (КПШ) обычно представлен мелкими, иногда вытянутыми ксеноморфными выделениями в агрегатах замещения плагиоклаза вместе с альбитом (см. рис. 5а), а также в продуктах замещения роговой обманки и клинопироксена вместе с хлоритом. Также незначительное количество КПШ развито в интерстициях вместе с альбитом. Постоянны примеси Ва (в среднем 0.5%) и Fe (0.3%).

Прочие минералы (силикаты, кальцит) являются редкими, часть из них имеет явно вторичное происхождение. Биотит слагает чешуйки в интерстициях, хлоритизирован и имеет бледную буроватую окраску. Эпидот представлен мелкими ксеноморфными выделениями до 0.1 мм в поперечнике в сростании с хлоритом внутри агрегатов замещения плагиоклаза и редко клинопироксена. Мусковит в виде чешуек или сложных ксеноморфных выделений размером до 0.05 мм в поперечнике встречается вместе с КПШ в агрегатах замещения плагиоклаза (см. рис. 5а). Кальцит встречается в интерстициях в виде угловатых ксеноморфных выделений размером до 0.3 мм в поперечнике. Кроме того, кальцит вместе с кварцем выявлен в тонких (0.3–0.8 мм) кальцит-кварцевых жилах, секущих породу. В агрегатах замещения роговой обманки встречается светло-зелёный актинолит в виде мельчайших игольчатых кристаллов внутри хлоритовой массы.

Наиболее распространённые рудные минералы — титаномagnetит, магнетит, ильменит и ти-

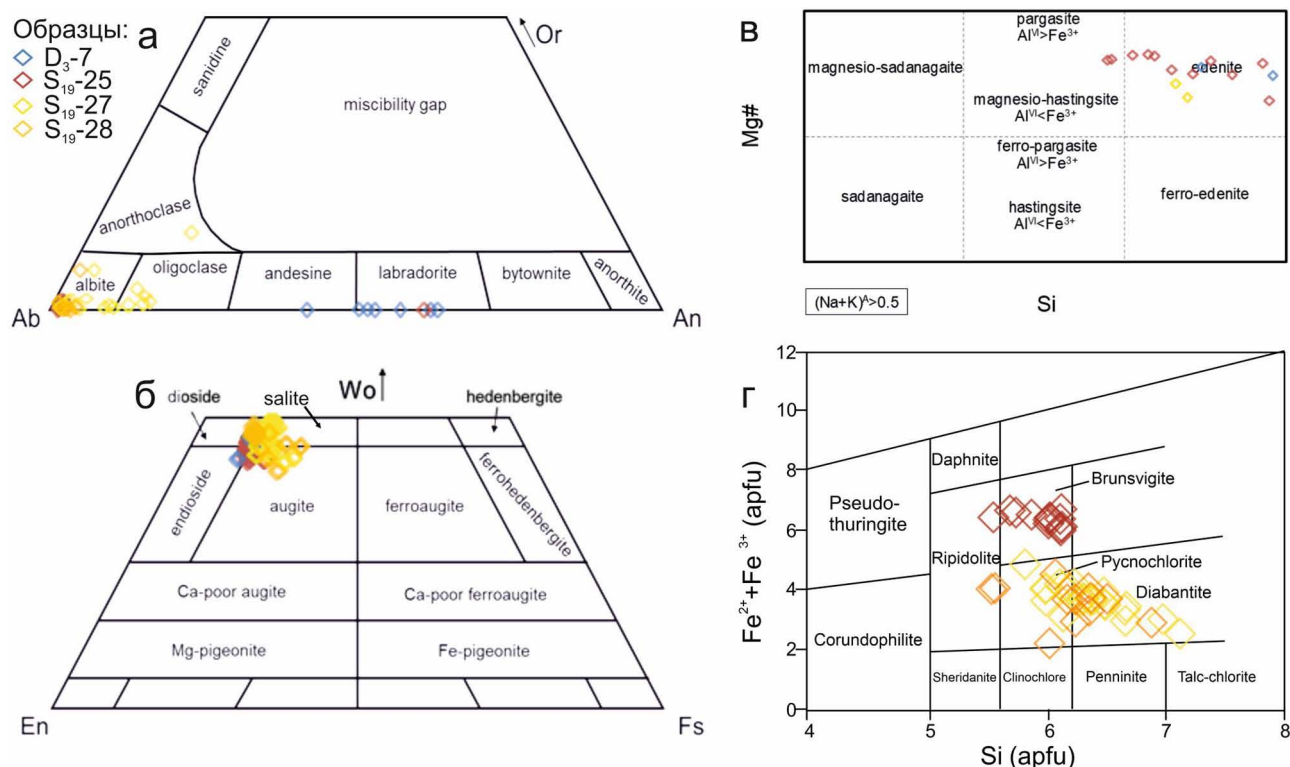


Рис. 6. Классификационные диаграммы для главных минералов долеритов Чебаркульской группы

Условные обозначения: А — Or — Ab — An для плагиоклаза по [Deer et al., 1992], Б — Wo — En — Fs для клинопироксена по [Deer et al., 1992], В — Si — Mg# для роговой обманки по [Hawthorne et al., 2012], Г — Si — Fe²⁺ + Fe³⁺ для хлорита по [Hey, 1954].

Fig. 6. Classification diagrams for the main dolerite minerals of the Chebarkul group

Legend: A — Or — Ab — An for plagioclase after [Deer et al., 1992], B — Wo — En — Fs for clinopyroxene after [Deer et al., 1992], B — Si — Mg# for hornblende after [Hawthorne et al., 2012], Г — Si — Fe²⁺ + Fe³⁺ for chlorite after [Hey, 1954].

титанит. В ряде сильно изменённых образцов широко развит гётит, заместивший магнетит (титаномагнетит). Титаномагнетит в породах сохранился в небольшом количестве, часто он замещён магнетитом и редко ильменитом или ульвёшпинелью (возникшими при твердофазном распаде) или вторичными фазами (титанитом, гётитом, рутилом и недиагностируемыми минералами Ti). Однако морфология зёрен титаномагнетита обычно сохранена — это субизометричные идиоморфные или субидиоморфные кристаллы тетраэдрических очертаний (см. рис. 5б). Содержание TiO_2 в титаномагнетите варьирует от 5.69 до 8.16%, также определены следующие примеси (мас. %): Si 0.18–1.65, Al 0.29–0.87, Ca 0.2–2.4, V 0.18–0.32, Cr 0.25–0.52, Co до 0.29, Ni до 0.13. Титанит образует как почти полные псевдоморфозы по зёрнам титаномагнетита, так и частичные (мелкие ксеноморфные выделения сложной формы), часто сростается с хлоритом. Ильменит часто об-

разует субмикронные ксеноморфные выделения (иногда пластинчатые) в агрегатах преобразования титаномагнетита. Но большая его часть встречается в виде мелких угловатых и округлых зёрен (первичномагматический) в сростании с титаномагнетитом или достаточно крупных самостоятельных угловато-ксеноморфных или шестоватых зёрен (длиной до 0.3 мм), частично замещённых вторичными фазами Ti. В ильмените отмечается высокое содержание MnO 9.3–14.3%.

Иногда в породах встречаются циркон, хромит (пикотит и хроммагнетит) и сульфиды — пирит и халькопирит. Хромит (см. рис. 5 г) и сульфиды имеют метасоматическое происхождение, поскольку встречаются в виде субмикронных зёрен в агрегатах замещения первичных силикатов. Циркон встречается в виде вытянутых призматических и сложных ксеноморфных зёрен как включения в хлорите (см. рис. 5 г) и альбите. В цирконе выявлены примеси Hf до 1.12%, Th до 0.31%

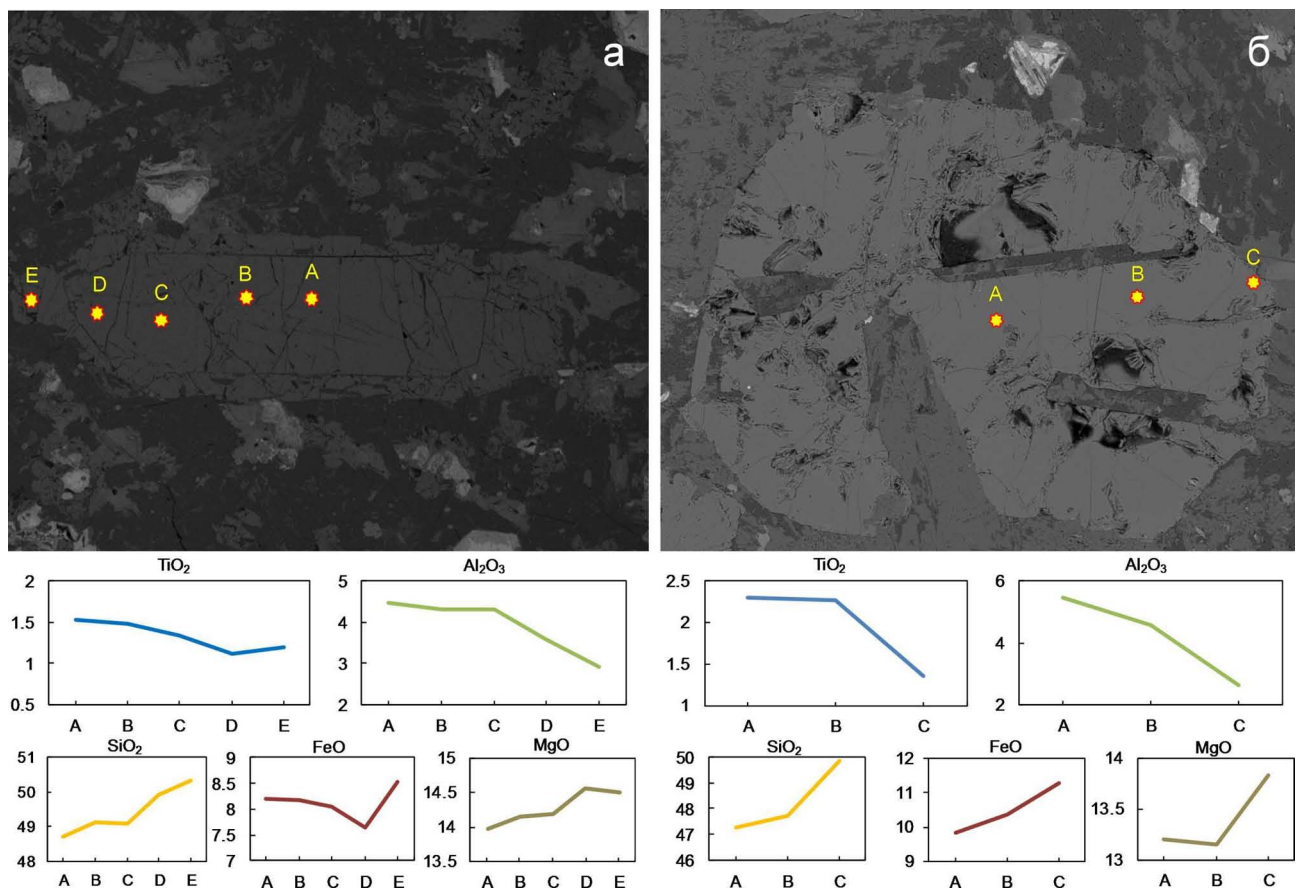


Рис. 7. Изображения микрофенокрита (а) и ойкокрита (б) клинопироксена в обратно-рассеянных электронах со спектрами распределения химических компонентов по данным микрорентгеноспектрального анализа

Fig. 7. Images of clinopyroxene microphenocryst (a) and oikocryst (b) in back scattered electrons with distribution spectra of chemical components according to X-ray microanalysis

и Ti до 0.13%. Предполагается, что циркон в породах имеет как минимум две генерации — магматическую и метасоматическую.

Представительные анализы 5 самых распространённых минералов долеритов (плагиоклаза, клинопироксена, роговой обманки, хлорита и пренита) приведены в таблицах 1–5.

Минеральная термобарометрия

Существуют различные способы расчёта температуры, давления и других физико-химических

параметров остывания магмы, основанные на химическом составе минералов. Для этих задач мы использовали биминеральные амфибол-плагиоклазовые [Holland, Blundy, 1994; Anderson, Smith, 1995] и мономинеральные амфиболовый [Ridolfi et al., 2010] и хлоритовый [Bourdelle, Cathelineau, 2015] термобарометры. Для парных значений коричневая роговая обманка — плагиоклаз получены величины температур в диапазоне 942–888 °С, а величин давления 4.6–1.7 кбар. Также по мономинеральному окситермобарометру для коричневой роговой обманки получен диапазон темпера-

Таблица 1. Химический состав плагиоклаза (в мас.%) и формульные коэффициенты
Table 1. Chemical composition (in wt.%) of plagioclase and formula coefficients

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
1	53.08	0.00	29.66	0.69	12.91	4.45	0.00	100.80
2	54.00	0.10	28.72	0.81	11.56	5.14	0.00	101.76
3	54.92	0.00	28.40	0.60	10.80	5.66	0.00	101.72
4	55.52	0.00	28.32	0.23	10.40	6.01	0.00	101.57
5	52.22	0.12	29.55	0.73	12.73	4.54	0.00	99.90
6	55.24	0.12	28.36	0.80	10.55	5.76	0.00	100.82
7	67.82	0.00	19.48	0.21	0.29	11.69	0.00	99.48
8	68.67	0.00	19.67	0.24	0.35	11.81	0.00	100.83
9	67.73	0.00	19.35	0.27	0.28	11.39	0.00	99.15
10	64.24	0.00	22.24	0.27	3.13	9.14	0.34	99.40
11	64.92	0.00	22.24	0.00	2.19	10.20	0.10	99.65
12	66.45	0.00	20.76	0.12	0.84	10.18	1.27	99.65
13	67.19	0.00	20.13	0.18	0.53	11.12	0.06	99.21
14	67.82	0.00	20.57	0.25	0.29	11.15	0.23	100.31
№ п/п	Si	Ti	Al	Fe ⁱⁱ	Ca	Na	K	Total
1	2.39	0.00	1.58	0.03	0.62	0.39	0.00	5.01
2	2.44	0.00	1.53	0.03	0.56	0.45	0.00	5.01
3	2.48	0.00	1.51	0.02	0.52	0.50	0.00	5.03
4	2.50	0.00	1.51	0.01	0.50	0.53	0.00	5.05
5	2.36	0.00	1.57	0.03	0.62	0.40	0.00	4.97
6	2.49	0.00	1.51	0.03	0.51	0.50	0.00	5.05
7	3.06	0.00	1.04	0.01	0.01	1.02	0.00	5.14
8	3.10	0.00	1.05	0.01	0.02	1.03	0.00	5.20
9	3.06	0.00	1.03	0.01	0.01	1.00	0.00	5.10
10	2.90	0.00	1.18	0.01	0.15	0.80	0.02	5.06
11	2.93	0.00	1.18	0.00	0.11	0.89	0.01	5.12
12	3.00	0.00	1.10	0.00	0.04	0.89	0.07	5.11
13	3.03	0.00	1.07	0.01	0.03	0.97	0.00	5.11
14	3.06	0.00	1.09	0.01	0.01	0.98	0.01	5.17

Примечание: 1–6 — образец D₃-7; 7–9 — S₁₉-25а; 10–12 — S₁₉-27; 13,14 — S₁₉-28. Рассчитано на 8 атомов кислорода.
Note: 1–6 — sample D₃-7; 7–9 — S₁₉-25а; 10–12 — S₁₉-27; 13,14 — S₁₉-28. Calculated for 8 atoms of oxygen.

Таблица 2. Химический состав (в мас.%) клинопироксена и формульные коэффициенты
Table 2. Chemical composition (in wt.%) of clinopyroxene and formula coefficients

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	V ₂ O ₅	Total
1	52.59	0.80	2.49	0.00	6.48	0.22	16.52	21.39	0.30	0.00	100.79
2	48.93	1.72	4.80	0.00	9.22	0.23	13.55	21.34	0.51	0.00	100.30
3	49.61	1.85	4.12	0.00	9.01	0.36	13.95	21.24	0.71	0.00	100.85
4	49.55	2.10	4.27	0.00	8.62	0.30	13.83	21.06	0.75	0.00	100.48
5	48.58	2.09	4.44	0.00	8.79	0.32	13.68	21.04	0.74	0.00	99.69
6	51.43	1.12	2.44	0.00	8.48	0.22	14.94	21.27	0.49	0.00	100.38
7	52.24	1.07	2.48	0.00	8.54	0.22	15.39	21.56		0.00	101.50
8	49.12	1.48	4.31	0.29	8.18	0.17	14.16	21.06	0.50	0.00	99.49
9	50.34	1.20	2.91	0.00	8.52	0.23	14.49	21.09	0.46	0.00	99.24
10	50.15	1.17	3.19	0.16	8.45	0.26	14.44	21.31	0.54	0.00	99.67
11	52.63	0.00	0.50	0.00	8.54	0.30	14.27	21.76	0.31	0.00	100.47
12	47.69	2.04	4.45	0.00	9.25	0.30	12.87	20.06	0.51	0.00	99.54
13	46.65	2.59	5.31	0.00	8.78	0.19	12.34	21.80	0.45	0.00	100.30
14	45.74	2.92	5.28	0.14	8.80	0.20	12.21	21.03	0.58	0.17	99.23
15	46.21	3.06	5.23	0.00	9.03	0.20	12.28	21.52	0.49	0.16	100.41
16	47.87	2.12	4.61	0.00	10.16	0.23	13.61	21.06	0.46	0.13	100.30
17	47.14	2.35	4.49	0.00	10.43	0.30	13.21	20.61	0.49	0.00	99.09
18	50.75	0.35	0.81	0.00	13.72	0.41	11.99	21.10	0.31	0.00	99.53
19	47.78	2.03	4.70	0.00	10.23	0.22	13.42	21.25	0.45	0.14	100.28
20	52.31	0.10	0.42	0.00	10.26	0.45	13.65	22.97	0.16	0.00	100.44
№ п/п	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	V	Total
1	1.92	0.02	0.11	0.00	0.20	0.01	0.90	0.84	0.02	0.00	4.01
2	1.83	0.05	0.21	0.00	0.29	0.01	0.76	0.86	0.04	0.00	4.03
3	1.84	0.05	0.18	0.00	0.28	0.01	0.77	0.85	0.05	0.00	4.04
4	1.84	0.06	0.19	0.00	0.27	0.01	0.77	0.84	0.05	0.00	4.03
5	1.83	0.06	0.20	0.00	0.28	0.01	0.77	0.85	0.05	0.00	4.04
6	1.91	0.03	0.11	0.00	0.26	0.01	0.83	0.85	0.04	0.00	4.02
7	1.91	0.03	0.11	0.00	0.26	0.01	0.84	0.85	0.00	0.00	4.00
8	1.85	0.04	0.19	0.01	0.26	0.01	0.79	0.85	0.04	0.00	4.03
9	1.89	0.03	0.13	0.00	0.27	0.01	0.81	0.85	0.03	0.00	4.03
10	1.88	0.03	0.14	0.00	0.26	0.01	0.81	0.86	0.04	0.00	4.03
11	1.99	0.00	0.02	0.00	0.27	0.01	0.81	0.88	0.02	0.00	4.01
12	1.84	0.06	0.20	0.00	0.30	0.01	0.74	0.83	0.04	0.00	4.02
13	1.79	0.07	0.24	0.00	0.28	0.01	0.71	0.90	0.03	0.00	4.03
14	1.78	0.09	0.24	0.00	0.29	0.01	0.71	0.88	0.04	0.00	4.03
15	1.78	0.09	0.24	0.00	0.29	0.01	0.70	0.89	0.04	0.00	4.03
16	1.81	0.06	0.20	0.00	0.32	0.01	0.77	0.85	0.03	0.00	4.05
17	1.80	0.07	0.20	0.00	0.33	0.01	0.75	0.84	0.04	0.00	4.05
18	1.95	0.01	0.04	0.00	0.44	0.01	0.69	0.87	0.02	0.00	4.03
19	1.80	0.06	0.21	0.00	0.32	0.01	0.76	0.86	0.03	0.00	4.05
20	1.97	0.00	0.02	0.00	0.32	0.01	0.77	0.93	0.01	0.00	4.03

Примечание: 1–5 — образец D₃-7; 6–10 — S₁₉-25a; 11–15 — S₁₉-27; 16–20 — S₁₉-28. Рассчитано на 6 атомов кислорода.
 Notes: 1–5 — sample D₃-7; 6–10 — S₁₉-25a; 11–15 — S₁₉-27; 16–20 — S₁₉-28. Calculated for 6 atoms of oxygen.

Таблица 3. Химический состав (в мас.%) амфибола и формульные коэффициенты
 Table 3. Chemical composition (in wt.%) of amphibole and formula coefficients

№	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	50.13	46.27	48.67	47.32	51.41	48.01	42.84	43.57
TiO ₂	1.62	3.69	0.00	1.03	1.13	2.49	3.06	3.07
Al ₂ O ₃	5.86	7.58	8.75	9.26	2.70	5.35	10.40	11.54
FeO	13.10	11.96	13.10	15.31	14.24	12.72	13.76	12.82
MnO	0.22	0.46	0.21	0.36	0.46	0.44	0.30	0.26
MgO	15.22	16.28	15.01	15.17	15.57	15.36	12.14	11.44
CaO	11.39	9.67	11.08	8.21	9.58	10.03	10.74	9.97
Na ₂ O	1.28	2.28	1.91	1.89	2.33	2.88	2.45	3.11
K ₂ O	0.00	0.40	0.11	0.00	0.40	0.48	0.87	0.82
Cl	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13
Total	98.81	98.60	98.83	98.63	97.84	97.76	98.29	98.21
^T Si	7.17	6.69	6.92	6.79	7.41	6.98	6.42	6.48
^T Al	0.83	1.32	1.09	1.25	0.58	1.02	1.59	1.51
^T Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
^C Al	0.15	0.00	0.38	0.31	0.00	0.00	0.25	0.51
^C Ti	0.18	0.42	0.00	0.16	0.11	0.27	0.35	0.34
^C Fe ³⁺	0.37	0.63	0.46	0.80	0.59	0.55	0.45	0.34
^C Mn ²⁺	0.01	0.03	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03
^C Mg	3.20	3.38	3.15	3.04	3.28	3.27	2.67	2.53
^C Fe ²⁺	1.10	0.54	1.00	0.64	1.08	0.93	1.20	1.22
^B Mn ²⁺	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01
^B Fe ²⁺	0.10	0.28	0.10	0.39	0.05	0.07	0.07	0.03
^B Mg	0.05	0.13	0.04	0.20	0.07	0.06	0.04	0.01
^B Ca	1.75	1.50	1.70	1.26	1.49	1.57	1.73	1.60
^B Na	0.07	0.03	0.13	0.05	0.34	0.27	0.15	0.35
^A Na	0.29	0.61	0.40	0.48	0.31	0.54	0.56	0.55
^A K	0.00	0.08	0.01	0.00	0.07	0.09	0.17	0.16
^A sum	0.29	0.69	0.41	0.48	0.38	0.63	0.73	0.70
^w OH	1.75	1.26	1.96	1.48	1.87	1.66	1.55	1.60
^w O ²⁻	0.25	0.74	0.04	0.52	0.13	0.34	0.45	0.40

Примечание: 1–4 — образец D₃-7; 5, 6 — S₁₉-25а; 7, 8 — S₁₉-27. Рассчитано на 20 атомов кислорода.
 Notes: 1–4 — sample D₃-7; 5, 6 — S₁₉-25а; 7, 8 — S₁₉-27. Calculated for 20 atoms of oxygen.

Таблица 4. Химический состав (в мас.%) хлорита и формульные коэффициенты
Table 4. Chemical composition (in wt.%) of chlorite and formula coefficients

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Cl	Total			
1	25.54		16.42	33.78	0.36	8.26	0.34			84.70			
2	27.17	2.14	14.21	34.43	0.59	8.56	0.74	0.00	0.22	88.05			
3	27.45	1.72	14.34	34.00	0.59	8.89	0.77	0.00	0.14	87.90			
4	25.95		18.21	34.12	0.39	9.02	0.25	0.00		87.94			
5	27.58	2.19	13.62	34.26	0.54	8.23	0.88	0.11	0.19	87.59			
6	27.58	1.45	13.87	32.50	0.48	10.17	0.56	0.00	0.12	86.72			
7	28.97	0.22	16.99	23.88	0.51	14.68	1.38		0.00	89.42			
8	27.85	1.70	16.19	22.49	0.30	15.61	0.48	0.21	0.00	87.40			
9	30.08	0.09	15.04	20.72	0.23	18.93	0.64		0.00	88.10			
10	27.05	0.52	18.60	26.96	0.50	12.11	0.78	0.13	0.00	89.75			
11	29.90		14.04	23.46	0.20	19.19	0.11		0.00	86.94			
12	30.25	4.66	14.18	19.25	0.25	16.40	0.78	1.27	0.00	87.11			
13	28.28	0.55	15.43	28.35	0.30	15.64	0.24	0.08	0.00	89.13			
14	27.07		22.83	26.03	0.35	14.03	0.17		0.00	90.55			
№ п/п	Si	Ti	Al ^{iv}	Al ^{vi}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	K	Cl	OH*	Total
1	5.88	0.00	2.12	2.35	0.13	6.38	0.07	2.83	0.08	0.00	0.00	16.00	35.84
2	6.01	0.36	1.99	1.74	0.31	6.05	0.11	2.82	0.18	0.00	0.16	15.84	35.57
3	6.06	0.29	1.94	1.82	0.29	5.99	0.11	2.93	0.18	0.00	0.10	15.90	35.61
4	5.72	0.00	2.28	2.47	0.11	6.19	0.07	2.97	0.06	0.00	0.00	16.00	35.86
5	6.12	0.37	1.88	1.72	0.36	6.00	0.10	2.72	0.21	0.06	0.14	15.86	35.54
6	6.13	0.24	1.87	1.78	0.25	5.79	0.09	3.37	0.13	0.00	0.09	15.91	35.66
7	6.11	0.03	1.89	2.35	0.30	3.91	0.09	4.61	0.31	0.00	0.00	16.00	35.62
8	5.97	0.27	2.03	2.08	0.31	3.72	0.05	4.98	0.11	0.11	0.00	16.00	35.65
9	6.30	0.01	1.70	2.02	0.19	3.43	0.04	5.91	0.14	0.00	0.00	16.00	35.75
10	5.81	0.08	2.19	2.54	0.27	4.57	0.09	3.88	0.18	0.07	0.00	16.00	35.68
11	6.28	0.00	1.72	1.77	0.03	4.10	0.04	6.01	0.02	0.00	0.00	16.00	35.96
12	6.18	0.72	1.82	1.64	0.56	2.73	0.04	4.99	0.17	0.66	0.00	16.00	35.51
13	5.98	0.09	2.02	1.83	0.00	5.03	0.05	4.93	0.05	0.04	0.00	16.00	36.03
14	5.48	0.00	2.52	2.96	0.24	4.17	0.06	4.24	0.04	0.00	0.00	16.00	35.70

Примечание: 1–6 — образец S₁₉-25а; 7–10 — S₁₉-27; 11–14 — S₁₉-28. Рассчитано на 28 атомов кислорода.
 Notes: 1–6 — sample S₁₉-25а; 7–10 — S₁₉-27; 11–14 — S₁₉-28. Calculated for 28 atoms of oxygen.

Таблица 5. Химический состав (в мас.%) и формульные коэффициенты пренита
Table 5. Chemical composition (in wt.%) and formula coefficients of prehnite

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	Total	
1	43.66	0.00	24.26	0.00	27.28	0.00	95.21	
2	43.30	0.00	23.68	0.15	26.88	0.15	94.16	
3	43.47	0.00	24.07		27.33	0.16	95.03	
4	43.09	0.00	23.88	0.17	27.16	0.13	94.43	
5	44.07	0.00	24.47	0.17	27.41	0.00	96.12	
6	42.76	0.00	22.21	2.20	25.77	0.11	93.05	
7	43.32	0.00	23.94	1.42	27.04	0.00	95.72	
8	42.32	0.10	23.04	1.86	26.52	0.00	93.84	
№ п/п	Si	Ti	Altotal	Fe	Ca	Na	ОН*	Total
1	6.02	0.00	3.95	0.00	4.03	0.00	4.00	18.00
2	6.05	0.00	3.90	0.02	4.02	0.04	4.00	18.02
3	6.02	0.00	3.93	0.00	4.05	0.04	4.00	18.04
4	6.01	0.00	3.92	0.02	4.06	0.04	4.00	18.05
5	6.03	0.00	3.94	0.02	4.02	0.00	4.00	18.00
6	6.09	0.00	3.73	0.26	3.94	0.03	4.00	18.05
7	5.99	0.00	3.90	0.16	4.01	0.00	4.00	18.06
8	5.99	0.01	3.84	0.22	4.02	0.00	4.00	18.08

Примечание: 1–5 — образец S₁₉-25a; 6–8 — S₁₉-28. Рассчитано на 22 атома кислорода.
 Notes: 1–5 — sample S₁₉-25a; 6–8 — S₁₉-28. Calculated for 22 atoms of oxygen.

тур 968–839 °С, давления 2.7–0.7 кбар, фугитивности кислорода –9.5... — 11.5 fO₂, содержания воды в расплаве 4.8–2.4 мас. %. Для хлорита, в расчётах температуры кристаллизации которого принимаются значения давления порядка 1–2 кбар, получены значения в диапазоне 350–150 °С, а большинство расчётных величин соответствуют диапазону 200–150 °С.

Обсуждение результатов

Силлы являются распространённой формой залегания базитовых тел в земной коре [Cruden, Weinberg, 2018; Galland et al., 2018]. Более того, по ним часто осуществляется магмоперенос из глубинной камеры к месту консолидации интрузивного массива, это т. н. боковой перенос [Galland et al., 2007]. Поэтому петрографические и минералогические характеристики силлов могут дать информацию о таких процессах и особенностях, как динамика магмопереноса, скорость застывания расплава, состав исходного расплава, степень ассимиляции вмещающих пород и рудный потенциал конечной породы. Например, в петро-

логических работах широко применяется интерпретация типов зональности породообразующих минералов для оценки динамики расплава [Ubide, Kamber, 2018]. Потенциально по геолого-петрографическим признакам можно оценить размер гипотетического подпитываемого массива, если он оказался уничтожен эрозией.

Изученные силлы обладают достаточной мощностью (20–30 м или даже более) для снабжения расплавом весьма крупного массива или вулканического центра, поскольку разница в вязкости между расплавом и вмещающими породами имеет определяющее значение, и массивы площадью в десятки км² могут возникнуть при подпитке посредством сети достаточно тонких (от 1 м) даек или силлов [Petford et al., 1994]. К сожалению, мы не имели возможности изучить силлы в разрезе, поскольку на дневной поверхности по всей длине наблюдается примерно один и тот же уровень эрозийного среза. Однако петрографическая и минералогическая однородность указывают на единовременность транспортировки магмы (т. н. эффект всеобъемлющего или всепроникающего потока [Leitch, Weinberg, 2002]). Такое одноактное

внедрение расплава не позволяет рассчитывать на формирование крупных массивов, потенциально питаемых силлами Чебаркульской группы, поскольку на примере многих крупных интрузий обосновано длительное и многократное внедрение расплава по одним и тем же каналам [Carrara et al., 2020], и это обычно оставляет после себя минералого-геохимические следы. Отсутствие макро- и мегафенокристов указывает на отсутствие глубинной кристаллизационной дифференциации, которая могла привести к сильному фракционированию расплава. Соответственно, изученные долериты вероятно близки к составу исходной питающей магматической камеры. В породах отсутствуют признаки директивности, минералы распределены равномерно, что может указывать на кристаллизацию расплава после установления динамической стабильности, например, после остановки его течения. Установлено, что петрографические и минералогические особенности в приконтактовом образце (S_{19} -27) и удалённом от контакта (S_{19} -28) однотипны.

Главный минерал пород плагиоклаз кристаллизовался одним из наиболее ранних. Но наиболее ранней кристаллизующейся фазой является титаномагнетит, обнаруженный в виде включений и в плагиоклазе, и в клинопироксене. Вероятно, это была ранняя генерация титаномагнетита, поскольку основная часть минерала кристаллизовалась после плагиоклаза в виде равномерно распределённых зёрен в промежутках лейст плагиоклаза. Из-за сильной метасоматической преобразованности не удалось диагностировать ясную зональность в плагиоклазе. Слабая химическая зональность клинопироксена при довольно выдержанном составе свидетельствует о его равновесной кристаллизации и единой генерации по всему объёму тела, а также о равномерной скорости движения магмы.

Рассчитанные величины P-T условий кристаллизации роговой обманки разными способами значительно перекрываются, что позволяет считать их достаточно надёжными. По совокупности данных установлена следующая последовательность кристаллизации магматических минералов: титаномагнетит-1 → Ca-Na плагиоклаз → клинопироксен → титаномагнетит-2 + ильменит → апатит + циркон (?) → роговая обманка → биотит → Na-Ca плагиоклаз + калиевый полевой шпат.

Время формирования Давлетовского силла оценено по результатам U-Pb LA-ICP-MS датирования циркона как 333.7 ± 1.8 млн лет назад,

что также близко к U-Pb возрасту главного силла Абдулмамбетовской группы (332.1 ± 1.8 млн лет) [Рахимов, 2024]. Эти определения свидетельствуют о едином эпизоде силлогенеза в Западно-Магнитогорской зоне в поздневизейское время. Это явление связывается нами, вслед за предшественниками [Бочкарёв, Язева, 2000; Пучков, 2010], с синколлизонным рифтингом, в котором изученные силлы занимают периферийное положение относительно главной оси сдвига — Магнитогорско-Богдановского рифта.

Заключение

Изучена Чебаркульская группа долеритовых силлов раннекаменноугольного возраста, локализованная в окрестностях оз. Чебаркуль в центральной части Западно-Магнитогорской зоны. Выделено два крупных силла (Давлетовский и Янги-Аульский) к югу от оз. Чебаркуль, есть признаки продолжения силлов к северу от озера. Петрографическое и минералогическое изучение показало, что силлы сложены довольно однородными и однотипными метасоматизированными роговообманковыми долеритами. Главным и одним из самых ранних минералов является плагиоклаз (максимальное содержание анортитового минала 61.6 мол. %). Клинопироксен выдержан по составу и отвечает высококальциевому авгиту и салиту. В нём слабо выражена зональность, при которой от центра к краю увеличиваются содержания SiO_2 , FeO и MgO, но снижаются содержания TiO_2 и Al_2O_3 . Роговая обманка (эденит) кристаллизовалась в диапазоне температур $968\text{--}839$ °C при давлении $\sim 1\text{--}3$ кбар. Хлорит, отвечающий брунсвигиту в Давлетовском силле и диабантину (+ рипидолит и пикнохлорит) в Янги-Аульском, является одним из главных вторичных минералов, который кристаллизовался в основном в диапазоне температур $200\text{--}150$ °C.

Совокупность петрографических и минералогических данных позволила сделать вывод об одноактном внедрении магм, из которых сформировались роговообманковые долериты Чебаркульской группы. Магмы были слабодифференцированными и вряд ли могли подпитывать крупный интрузивный массив или вулканическую постройку.

Список литературы

Бочкарёв В. В., Язева П. Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 256 с.

Монтин С. А., Левина Н. Б., Батрак И. Е., Федосеев И. А., Успенский А. А., Попов Е. В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXIX (Сибай). Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 218 с. + 14 вкл.

Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

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

Рахимов И. Р. Силлогенез в Западно-Магнитогорской зоне Южного Урала в раннем карбоне в контексте сборки суперконтинента Лавразия // Материалы III молодежной научной конференции-школы с международным участием: Геология на окраине континента. Владивосток: Изд-во Дальневосточного федерального университета, 2024. С. 28–32.

Салихов Д. Н., Беликова Г. И. Конформный базитовый магматизм мягкой коллизии Магнитогорского мегасинклинория // Геологический сборник №9. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 164–172.

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

Anderson J. L., Smith D. R. The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer // *American Mineralogist*. 1995. V. 80. P. 549–559.

Bourdelle F., Cathelineau M. Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T — R₂₊ — Si diagram // *European Journal of Mineralogy*. 2015. V. 27. P. 617–626. <https://doi.org/10.1127/ejm/2015/0027-2467>

Carrara A., Burgisser A., Bergantz G. The architecture of intrusions in magmatic mush // *Earth and Planetary Science Letters*. 2020. V. 540. 116539. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116539>

Cruden A. R., Weinberg R. F. Mechanisms of magma transport and storage in the lower and middle crust-magma segregation, ascent and emplacement In: *Volcanic and Igneous Plumbing Systems*. Elsevier. Ed. S. Burkhardt. 2018. P. 113–138.

Deer W. A., Howie R., Zussman J. (1992) *An Introduction to the Rock — Forming Minerals*, 2nd ed.; Pearson Education Limited: London, UK, pp. 1–712.

Galland O., Bertelsen H. S., Eide C. H., Guldstrand F., Haug T., Leanza H. A., Spacapan J. B. Storage and transport of magma in the layered crust-formation of sills and related flat-lying intrusions. In: *Volcanic and Igneous Plumbing Systems*. Elsevier. 2018. P. 113–138. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-809749-6.00005-4>

Galland O., Cobbold P. R., de Bremond d'Arès J., Hallot E. Rise and emplacement of magma during horizontal shortening of the brittle crust: insights from experimental modeling // *Journal of Geophysical Research*. 2007. V. 112. No. B6. <https://doi.org/10.1029/2006JB004604>

Hawthorne F. C., Oberti R., Harlow G. E., Maresh W. V., Martin R. F., Schumacher J. C., Welch M. D. Nomenclature of

the amphibole supergroup // *American Mineralogist*. 2012. V. 97. P. 2031–2048.

Hey M. H. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*. 1954. V. 30. P. 277–292. [doi:10.1180/minmag.1954.030.224.01](https://doi.org/10.1180/minmag.1954.030.224.01)

Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1994. V. 116. P. 433–447.

Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, 2nd ed. Le Maitre R. W. (ed.) Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press, 2002. 236 pp.

Leitch A. M., Weinberg R. F. Modelling granite migration by mesoscale pervasive flow // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 200. P. 131–146.

Petford N., Lister J. R., Kerr R. C. The ascent of felsic magmas in dikes // *Lithos*. 1994. V. 32. P. 161–168.

Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 160. P. 45–66.

Ubide T., Kamber B. S. (2018). Volcanic crystals as time capsules of eruption history. *Nature Communications*. V. 9. 326. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-02274-w>

References

Bochkarev V. V., Yazeva R. G. (2000) Sub-alkaline magmatism of the Urals. Yekaterinburg: IGG Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 256 p. (In Russian).

Монтин С. А., Левина Н. Б., Батрак И. Е., Федосеев И. А., Успенский А. А. (2015) The State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200000. Second edition. The South Ural series. Sheet N-40-XXIX (Sibay). Explanatory note. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 218 p. + 14 incl. (In Russian).

Puchkov V. N. (2010) Geology of the Urals and the Urals (current issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa: Designpoligrafservice, 280 p. (In Russian).

Rakhimov I. R. (2017) Geology, petrology and ore content of the Late Devonian-Carboniferous intrusive magmatism of the Western Magnitogorsk zone of the Southern Urals: dis... Candidate of Geological Sciences. Ufa, 181 p. (In Russian).

Rakhimov I. R. (2024) Sillogenesis in the West Magnitogorsk zone of the Southern Urals in the Early Carboniferous in the context of the assembly of the Laurasia supercontinent. Proceedings of the III Youth Scientific Conference-schools with international participation: Geology on the edge of the continent. Vladivostok: Publishing House of the Far Eastern Federal University, 28–32. (In Russian).

Salikhov D. N., Belikova G. I. (2011) Konformnyi bazitovyi magmatizm myagkoi kollizii Magnitogorskogo megasinclinoriya [Conformal basal magmatism of the soft collision of the Magnitogorsk megasinclinorium]. Geological collection. Ufa: Designpoligrafservice. 9, 164–172. (In Russian).

- Salikhov D. N., Kholodnov V. V., Puchkov V. N., Rakhimov I. R. (2019) Magnitogorsk zone of the Southern Urals in the Late Paleozoic: magmatism, fluid regime, metallogeny, geodynamics. Moscow: Nauka Publ. 392 p. (In Russian).
- Anderson J. L., Smith D. R. (1995) The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80 (5–6), 549–559.
- Bourdelle F., Cathelineau M. (2015) Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a $T - R^{2+} - Si$ diagram. *European Journal of Mineralogy*, 27 (5), 617–626. <https://doi.org/10.1127/ejm/2015/0027-2467>
- Carrara A., Burgisser A., Bergantz G. (2020) The architecture of intrusions in magmatic mush. *Earth and Planetary Science Letters*, 540, 116539. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116539>
- Cruden A. R., Weinberg R. F. (2018) Mechanisms of magma transport and storage in the lower and middle crust-magma segregation, ascent and emplacement. In: *Volcanic and Igneous Plumbing Systems*, S. Burkhardt (Ed.). Elsevier, 113–138.
- Deer W. A., Howie R., Zussman J. (1992) *An Introduction to the Rock — Forming Minerals*, 2nd ed.; Pearson Education Limited: London, UK, pp. 1–712.
- Galland O., Bertelsen H. S., Eide C. H., Guldstrand F., Haug T., Leanza H. A., Spacapan J. B. (2018) Storage and transport of magma in the layered crust-formation of sills and related flat-lying intrusions. In: *Volcanic and Igneous Plumbing Systems*, S. Burkhardt (Ed.). Elsevier, 113–138. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-809749-6.00005-4>
- Galland O., Cobbold P. R., de Bremond d’Ars J., Hallot E. (2007) Rise and emplacement of magma during horizontal shortening of the brittle crust: insights from experimental modeling. *Journal of Geophysical Research*, 112 (B6). <https://doi.org/10.1029/2006JB004604>
- Hawthorne F. C., Oberti R., Harlow G. E., Maresh W. V., Martin R. F., Schumacher J. C., Welch M. D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Am Mineral*, 97, 2031–2048
- Hey M. H. (1954) A new review of the chlorites: *Mineralogical Magazine*, 30, 277–292. [doi:10.1180/minmag.1954.030.224.01](https://doi.org/10.1180/minmag.1954.030.224.01)
- Holland T., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116 (4), 433–447.
- Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 2nd ed. (2002) Le Maitre R. W. (ed.) Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press. 236 pp.
- Leitch A. M., Weinberg R. F. (2002) Modelling granite migration by mesoscale pervasive flow. *Earth and Planetary Science Letters*, 200 (1–2), 131–146.
- Petford N., Lister J. R., Kerr R. C. (1994) The ascent of felsic magmas in dikes. *Lithos*, 32 (1–2), 161–168.
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160 (1), 45–66.
- Ubide T., Kamber B. S. (2018) Volcanic crystals as time capsules of eruption history. *Nature Communications*, 9 (1), 326. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-02274-w>

Сведения об авторах:

Рахимов Ильдар Рашитович, к. г.-м. н. с. н. с., Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук, Уфа, rigel92@mail.ru. ORCID 0000-0002-2808-2402.

Васильев Андрей Максимович, инж.-исл. Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук, г. Уфа, andvas02@gmail.com. ORCID 0009-0003-9632-7605

Самигуллин Айдар Альфридович, м. н. с., Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук, г. Уфа, samigullinaidar85@gmail.com. ORCID 0000-0003-3089-0799.

About the authors:

Rakhimov Ildar Rashitovich, PhD in Geology and Mineralogy, Senior Researcher: Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Ufa, rigel92@mail.ru. ORCID 0000-0002-2808-2402.

Vasiliev Andrey Maksimovich, engineer and researcher. The Institute of Geology is a separate structural unit of the Federal State Budgetary Scientific Institution Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, Ufa, andvas02@gmail.com. ORCID 0009-0003-9632-7605

Samigullin Aidar Alfridovich, Junior Researcher, Institute of Geology, a separate structural unit of the Federal State Budgetary Scientific Institution Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, Ufa, samigullinaidar85@gmail.com, ORCID 0000-0003-3089-0799.

Все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.

The authors contributed equally to this article.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 15.05.2025; одобрена после рецензирования 16.06.2025; принята к публикации 01.07.2025.

The article was submitted 15.05.2025; approved after reviewing 16.06.2025; accepted for publication 01.07.2025.