

ИСТОЧНИКИ МЕДИСТОЙ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ВЫСОКОНИКЕЛИСТОГО ОЛИВИНА ДАЙКИ РУДНАЯ (ИМАНГДИНСКИЙ УЗЕЛ, НОРИЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН): ПО ВЕЩЕСТВЕННЫМ, ИЗОТОПНЫМ И МОДЕЛЬНЫМ ДАННЫМ¹

© 2023 г. В. Д. Бровченко^{a, *}, И. А. Кириллина^a, М. А. Юдовская^{a, b}, G. Costin^c, И. В. Пшеницын^d, Е. В. Ковальчук^a, Ю. О. Ларионова^a, Ю. Д. Гриценко^{a, e}, А. А. Кетров^f, С. Ф. Служеникин^a

^a Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН, Москва, Россия

^b CIMERA, School of Geosciences, University of Witwatersrand, Wits 2050, South Africa

^c Department of Earth, Environmental and Planetary Sciences, Rice University, Houston, USA

^d Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

^e Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

^f Норильск Никель Технические Сервисы, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: valeriabrovchenko@gmail.com

Поступила в редакцию 02.03.2023 г.

После доработки 02.05.2023 г.

Принята к публикации 18.06.2023 г.

Дайка Рудная Имангдинского рудного узла сложена слабодифференцированными от оливинсодержащих до оливиновых габбродолеритами с сульфидными глобулами и интерстициальной вкрапленностью (пентландит-пирротин)-халькопирит-кубанитового состава. Наряду с сульфидной минерализацией, габбродолериты дайки содержат ксенолиты роговиков по базальтам, обильные миндалины и редкие зерна зонального оливина Fo_{90-47} сосуществующего со второй генерацией субидиоморфного оливина Fo_{74-36} . Моделирование в программах КОМАГМАТ и alphaMELTS показало, что высокомагнезиальный $OI-1$ с включениями хром-шпинели не мог кристаллизоваться из родительского для пород дайки толеиитового расплава, содержащего 4.8–7.3 мас. % MgO и 11.6–16.7 мас. % общего Fe_2O_3 . Тренд вариаций и повышенное содержание NiO до 0.5 мас. % в ядрах ксенокристового оливина Fo_{90-76} по сравнению с максимальными Fo_{83} и 0.4 мас. % NiO для оливина рудоносных интрузивов и пикритовых базальтов Норильского района указывают на присутствие на глубине кумулатов пикритовых магм, не испытавших взаимодействия с сульфидным расплавом. Концентрации элементов платиновой группы (ЭПГ) в породах возрастают (до 2.2 ppm) с увеличением как Cu/Ni , так и пропорций пентландита в сульфидной ассоциации. Специфический спектр распределения халькофильных металлов с минимумами Ni , Os и Ir , повышенные Cu/Ni (5–15) и Cu/Pd (3200–10900), низкие ЭПГ тенор (содержание ЭПГ в 100% сульфиде) сульфидов (2–65 ppm) и концентрация Pd в пентландите (<175 ppm) по сравнению с типичными для рудоносных интрузивов говорят о том, что медистая минерализация не была механически захвачена из высокодифференцированных сульфидных фракций рудоносных магм, а когенетична с магмами дайки. Сульфидное насыщение, насыщение по флюиду и дегазация, достигались в канале дайки за счет ассимиляции осадочной серы и летучих из девонских эвапоритов, что подтверждается изотопно-тяжелым составом серы сульфидов дайки со средним значением $\delta^{34}S = 14.7 \pm 1.1\text{‰}$ ($n = 31$), близким к значениям в сульфидах эндоконтактных зон рудоносных имангдинских интрузивов, локализованных в девонских толщах. Начальные изотопные характеристики пород дайки (Sr_i 0.70517–0.70532, ϵ_{Nd} от –0.4 до 0.8) предполагают ее комагматичность с интрузивами норильского типа, а вся сумма данных не исключает ее пространственной связи с верхнекоревой проточной системой рудоносных магм.

Ключевые слова: Имангдинский рудный узел, дайка Рудная, ЭПГ, магматические сульфиды, ксенокристовый оливин, ассимиляция, КОМАГМАТ, alphaMELTS

DOI: 10.31857/S0869590323060067, **EDN:** EIGBVY

ВВЕДЕНИЕ

Вопрос происхождения $Cu-Ni$ -ЭПГ сульфидной минерализации в малых дайковых телах является

одним из нерешенных в теории магматического сульфидного рудообразования (Радько, 2016; Barnes, Mungall, 2018; Rakhimov et al., 2021). Низкое содержание серы в мантии (от <10 до >350 ppm) и мантийных выплавках, малая ее растворимость в базальтовых расплавах, а также прямая зависимость растворимости сульфидной серы от давления и фу-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590323060067 для авторизованных пользователей.

гитивности кислорода (Mavrogenes, O'Neill, 1999) согласуются с незначительными проявлениями магматических сульфидов в природных базальтах (Ripley, Li, 2003), в редких случаях представленных мелкими сульфидными глобулами (например, Zelensky et al., 2018). Сульфидное насыщение, необходимое для образования Cu-Ni-ЭПГ сульфидного месторождения, может быть достигнуто благодаря заимствованию серы из дополнительного источника (Grinenko, 1985; Ripley, Li, 2003), при смешении расплавов, близких к сульфидному насыщению (Naldrett et al., 2012), или достигается в ходе существенной дифференциации магматического расплава (Ariskin et al., 2018).

Проточные магматические системы, застывшими фрагментами которых являются многие дайки, обеспечивают высокую степень обмена силикатного и сульфидного расплава и поэтому рассматриваются как благоприятные для магматического сульфидного рудообразования (Barnes, Mungall, 2018). Наблюдения на современных вулканических полях, однако, показывают, что внедрение однофазной дайки может происходить в течение часов и первых дней, а сложные магмоводы с длительным течением магмы или многократным внедрением могут формироваться в течение месяцев и лет (Gudmundsson, 1984; Belousov et al., 2015). Кратковременность внедрения малой дайки ограничивает и ассимиляцию вмещающих пород вдоль закаленных контактов, и эффективность кристаллизационной дифференциации для накопления серы, и последующее обогащение сульфидной жидкости путем обмена с силикатным расплавом, поэтому проявление сульфидной минерализации, обогащенной ЭПГ, в малых дайковых телах представляет собой редкий случай (Vishnevskiy, Cherdantseva, 2016).

В Норильском районе, редкость даек с магматической минерализацией рассматривается как свидетельство преимущественно закрытого характера магматических камер рудоносных интрузивов, хотя единичные дайки с оруденением в подошве рудоносных интрузивов рассматривались как подводящие каналы (Золотухин, Щедрин, 1977; Дюжиков и др., 1988; Радько, 2016). Вне Норильского и Талнахского рудных полей проявление платиноносных глобулярных и интерстициальных сульфидов известно в дайке Рудной, секущей все базальтовые покровы траппового разреза Имангдинского рудного узла (Золотухин, Щедрин, 1977; Щедрин, Золотухин, 1980; Шадрин и др., 1986). В ходе нашего исследования впервые получены вещественные и изотопные характеристики пород и минерализации этого известного, но неисследованного объекта с целью выявления характера его родительской магмы, источников серы и металлов, и обоснования типизации интрузива, т.е. принадлежности к определенному интрузивному комплексу. В ходе исследований выявилась сложная

история унаследованности ксенокристов, гибрида и контаминации, в целом подтверждающая генетическую связь дайки с рудоносными магмами и ее индикаторное значение в процессе поиска богатого оруденения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Норильский рудный район выделяется по ареалу проявления пикритового вулканизма и дифференцированных интрузивов с магматическими сульфидами на северо-западе провинции Сибирских траппов (Дюжиков и др., 1988). Дифференцированные интрузивы относятся к норильскому комплексу (рис. 1а) и среди них выделяются норильский тип с экономическим оруденением, а также зубовский, круглогорский и нижнеталнахский типы с забалансовыми рудами и бедной минерализацией. Трапповые базальты в Норильском районе слагают обширные мульды, разделенные Пясинским и Хантайско-Рыбнинским поднятиями. Большинство рудных проявлений Норильского района приурочено к относительно крупным расслоенным хонолитам (Дюжиков и др., 1988), которые внедрялись как в осадочные отложения палеозоя, так и в перекрывающие базальты пермь–триасового (P_3-T_1) возраста.

Трапповые базальты Норильского района подразделяются на ивакинскую, сыверминскую, гудчихинскую, хаканчанскую, туклонскую, надеждинскую, моронговскую, мокулаевскую, хараелахскую и самоедскую свиты (Дюжиков и др., 1988). Помимо дифференцированных интрузивов норильского комплекса, среди субвулканических образований региона также выделяются интрузивы фокинского, ергалахского, пясинского, оганерского, моронговского и далдыканского комплексов. Внедрение рудоносных дифференцированных интрузивов, согласно данным палеомагнитных исследований (Latyshev et al., 2020), происходило в моронговско-мокулаевское время, тогда как самыми молодыми являются интрузивы далдыканского комплекса, секущие все вулканические образования.

Имангдинский рудный узел приурочен к Имангдинской мульде, расположенной в ~50 км на восток–юго-восток от Талнахского рудного узла, в восточном борту Тунгусской синеклизы на сочленении с Хантайско-Рыбнинским валом (рис. 1а). В геологическом строении Имангдинской мульды принимают участие ордовик–силурийские карбонатные породы, аргиллиты и богатые ангидритом и солями эвапориты девонского возраста, а также угленосные терригенные породы тунгусской серии (C_2-P_3), перекрытые мощной толщей траппов. Имангдинский рудный узел включает Имангдинский, Накохозский, Мантуровский, Макусовский дифференцированные интрузивы в девонских толщах и эродированный Хюктинский

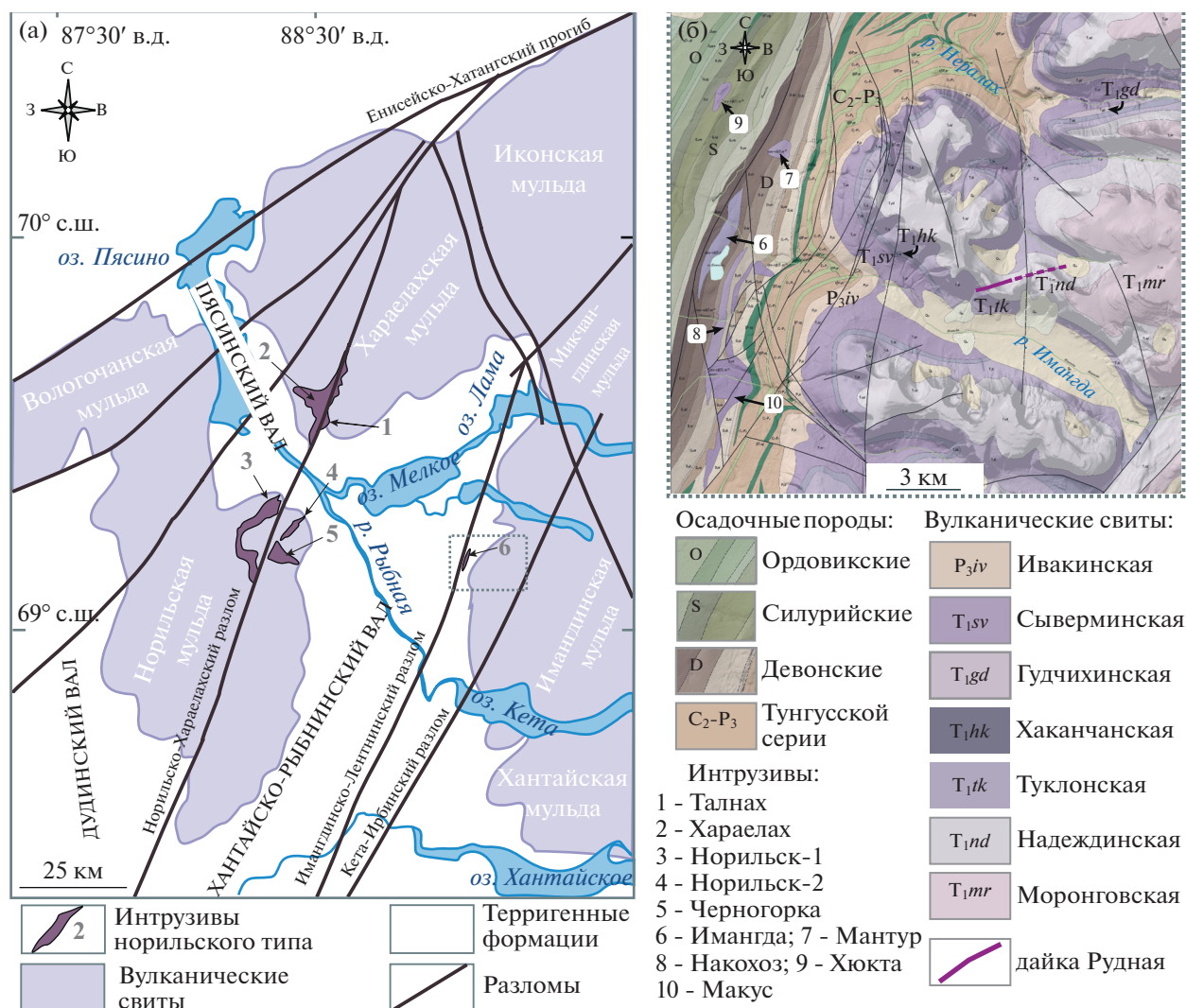


Рис. 1. Геологическая позиция Имангдинского рудного узла и дайки Рудная: (а) — схема распределения вулканических пород и рудоносных инtruзивов на севере Сибирской платформы; (б) — геологическая карта с наложенным рельефом Имангдинского рудного узла, положение рис. (а) обведено пунктирным прямоугольником. Карта составлена по данным Норильск Никель Технические Сервисы.

инtruзив в карбонатных породах ордовик-силурийского возраста (Золотухин, Щедрин, 1977) (рис. 16).

Рудоносные инtruзивы Имангдинского узла выходят на поверхность на восточном склоне Хантайско-Рыбинского поднятия и погружаются на северо- и юго-восток, что предполагает значительную эрозию их фронтальных фаций и доступность глубинной части магматической системы для наблюдений в обнажениях и скважинах. Щедрин Н.Ф. и Золотухин В.В. (1980) считали, что немногочисленные секущие дайки района, в отличие от субогласно залегающих и более мощных инtruзивов оганерского комплекса, представляют собой проводники или апофизы дифференцированных инtruзивов, основываясь на их близком

петрохимическом составе, локальном проявлении сульфидной минерализации и мощном ореоле контактово-метасоматических изменений.

Дайка Рудная, обнажающаяся на водоразделе рек Имангда и Нералах (рис. 16), представляет собой вытянутое в северо-восточном направлении субвертикальное тело протяженностью до 6 км. Мощность дайки достигает своего максимума 7–10 м вблизи р. Имангда и уменьшается до 4–5 м у р. Нералах. Дайка сечет базальты хаканчанской, туклонской и надеждинской свит и окружена мощным ореолом пренинизации (Щедрин, Золотухин, 1980). Л.Н. Шадрин с соавторами (1986) также отнесли дайку Рудную к норильскому типу, однако, отметили, что характер связи ее с гипотетическим рудоносным инtruзивом дискуссионен.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследованные образцы были отобраны в ходе полевых работ в июле 2019 г. в составе полевого отряда ИГЕМ РАН совместно с геологами Норильскгеологии (теперь Норильск Никель Технические Сервисы). Всего было отобрано 24 образца по двум профилям поперечного сечения дайки от нижнего контакта к верхнему (рис. 2) с координатами крайних точек: 69.080416, 89.87300 (обр. РД19) и 69.080250, 89.869837 (обр. РД1). Дополнительный обр. INDR с сидеронитовыми сульфидами был получен из коллекции Норильскгеологии из того же участка (Шадрин и др., 1986).

Фотографии в обратнорассеянных электронах, анализ составов минералов и карты распределения элементов были выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе (PCMA) JEOL JXA 8200 (ИГЕМ РАН) и на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) JeolJSM-6480LV с энергодисперсионной приставкой OxfordX-MaxN (кафедра петрологии МГУ им. М.В. Ломоносова). Детали анализа приведены в Supplementary 1², ESM_1.pdf, а результаты PCMA силикатов, рудных оксидов и сульфидов представлены в Supplementary 2, ESM_1.xls–ESM_7.xls.

² В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версии статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: Supplementary 1, ESM_1.pdf – Методика исследований. Supplementary 2 – Химический состав минералов: ESM_1.xls – Химический состав оливинов дайки Рудная; ESM_2.xls – Химический состав пироксенов дайки Рудная; ESM_3.xls – Химический состав полевых шпатов дайки Рудная; ESM_4.xls – Химический состав амфиболов, биотита и хлоритов дайки Рудная; ESM_5.xls – Химический состав аксессуарных минералов дайки Рудная; ESM_6.xls – Химический состав рудных оксидов дайки Рудная; ESM_7.xls – Химический состав сульфидов дайки Рудная. Supplementary 3 – Состав пород дайки Рудная и результаты КОМАГМАТ 5.3 и alphaMELS моделирования: ESM_1.xls – Содержания основных и малых элементов в образцах пород дайки Рудная; ESM_2.xls – Содержания благородных металлов в образцах пород дайки Рудная; ESM_3.xls – Результаты моделирования состава РД2 в программе КОМАГМАТ 5.3; ESM_4.xls – Результаты моделирования состава РД3 в программе КОМАГМАТ 5.3; ESM_5.xls – Результаты моделирования состава РД4 в программе КОМАГМАТ 5.3; ESM_6.xls – Результаты моделирования состава РД8 в программе КОМАГМАТ 5.3; ESM_7.xls – Результаты моделирования состава РД2 в программе alphaMELTS; ESM_8.xls – Результаты моделирования состава РД4 в программе alphaMELTS; ESM_9.xls – Результаты моделирования состава РД4*2 в программе alphaMELTS. Supplementary 4, ESM_1.xls – Результаты измерения стандартов ЛА-ИСП-МС.

Определение концентраций главных и некоторых примесных элементов в породах выполнено методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (РФА) на вакуумном спектрометре Axios mAX Advanced PANalytical в ЦКП “ИГЕМ-Аналитика” (аналитик А.И. Якушев). Данные РФА анализов образцов пород дайки Рудная приведены в ESM_1.exl (Suppl. 3), детали анализа см. в ESM_1.pdf (Suppl. 1).

Анализ ЭПГ в пробах был определен двумя методами. Концентрации ЭПГ в части образцов получены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с изотопным разбавлением (ИР ИСП-МС) с использованием квадрупольного масс-спектрометра X-7 ThermoScientific в Институте проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов (ИПТМ РАН, аналитик В.К. Карандашев). Аналитическая процедура описана ранее в (Карандашев и др., 2016) и представлена в ESM_1.pdf (Suppl. 1). Концентрации ЭПГ в образцах РД3, РД5 и РД11 были определены с предварительным NiS концентрированием и последующим ИСП-МС определением в Geoscience Laboratories, Садбери, Онтарио (<https://www.ontario.ca/page/geoscience-laboratories>). Результаты анализов ЭПГ в пробах приведены в ESM_2.exl (Suppl. 3).

Концентрации элементов примесей в сульфидах были определены методом ИСП-МС с лазерной абляцией (ЛА) с использованием квадрупольного масс-спектрометра Thermo XSeries 2 с лазерной приставкой New Wave UP-213 в ЦКП “ИГЕМ-Аналитика”. Для градуировки и расчета использовались международные стандартные образцы UQAC-FeS₁ и MASS-1 (Геологическая служба США). Результаты измерения стандартов для всех сессий приведены в ESM_1. (Suppl. 4). Детали аналитической процедуры описаны в ESM_1.pdf (Suppl. 1) и в (Brovchenko et al., 2020).

Определение изотопного состава серы в сульфидах осуществлялось локальным методом с лазерным пробоотбором и фторированием (Фс-ЛА-ГХ/МС) в лаборатории стабильных изотопов Дальневосточного геологического института Дальневосточного отделения (ДВГИ ДВО РАН, аналитики А.В. Игнатьев, Т.А. Велюцкая). Каждой точке анализа элементов примесей в сульфиде методом ЛА-ИСП-МС соответствует точка анализа изотопного состава серы, выполненного после дополнительной шлифовки проанализированных зерен. Изотопное отношение ³⁴S/³²S было измерено с использованием мультиколлекторного масс-спектрометра Thermo Fisher MAT-253. Детали анализа приведены в (Velivetskaya et al., 2019; Кетров и др., 2022) и в ESM_1.pdf (Suppl. 1).

Изотопный анализ Sr и Nd выполнен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН из навесок весом 100–210 мг. Измерения изо-

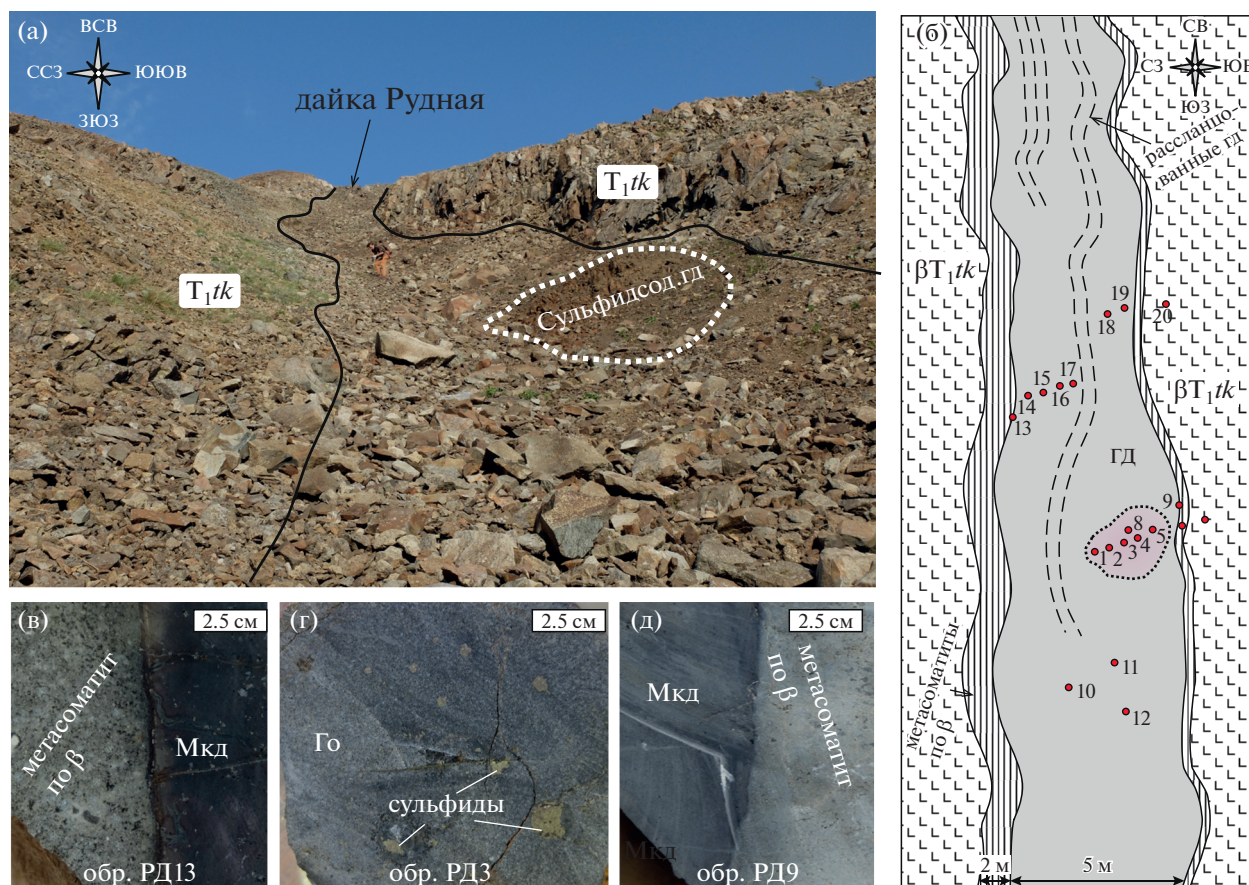


Рис. 2. Строение дайки Рудная в руч. Веерный на основе полевых материалов. (а) — общий вид обнажения дайки Рудная с позиции верхнего контакта с базальтами T_{1tk} на В—СВ; (б) — схематическое представление строения дайки Рудная (вид сверху), красными точками указаны места отбора образцов; (в) — лежащий контакт дайки с ороговикованным базальтом T_{1tk} ; (г) — сульфидсодержащий габбродолерит; (д) — верхний контакт дайки с прениitized ороговикованным базальтом T_{1tk} . ГД — габбродолерит, Го — оливиновый габбродолерит, Мкд — микродолерит, β — базальт.

топных отношений проводились на масс-спектрометре Sector 54 (Micromass) в мультиколлекторном динамическом режиме. Подробная методика анализа представлена в ESM_1.pdf (Suppl. 1). Итоговая погрешность определения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ составила $\pm 0.003\%$, погрешность определения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ оценивается в $\pm 0.2\%$ на основании измерений международных стандартов.

ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

В ходе полевых работ был опробован участок дайки Рудная в правом борту р. Имангда в руч. Веерном — самом западном участке выхода дайки на поверхность (рис. 2а, 2б). Мощность дайки Рудная от 5 до 7 м. В зоне опробования лежащий (южный) и всячий (северный) контакты дайки Рудная с туклонскими базальтами T_{1tk} сопровождаются мощной (более 5 м) зоной метасоматической прениitized по ороговикованным базальтам. Визуально видна значительная разница в составе пород нижнего и верхнего экзоконтактовых ореолов.

Роговики верхнего контакта (рис. 2в) сохраняют реликты миндалекаменной текстуры и имеют более крупнозернистое строение по сравнению с роговиками лежащего контакта (рис. 2д). Эндоконтактные зоны сложены закаленными стекловатыми массивными микродолеритами с интерсертальной до гиалопилитовой структурой мощностью 5–15 см. Вкрапленная сульфидная минерализация тяготеет к южному контакту дайки и проявлена в виде бурых пятен размером 2.5×3 м, с содержанием сульфидов 5 мод. %. Сульфиды образуют глобулы размером до 10 мм и интерстициальные сращения (рис. 2г) в массивных габбродолеритах.

ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД И СОСТАВЫ МИНЕРАЛОВ

Породы дайки Рудная представлены микродолеритами, безоливиновыми, оливинсодержащими и оливиновыми габбродолеритами как с сульфидными вкрапленниками, так и без сульфидов. Вмещающие оливиновые базальты вблизи контак-

Таблица 1. Химический состав породообразующих минералов габбродолеритов дайки Рудная по данным РСМА

Оксиды	<i>Ol-1</i>	<i>Ol-2</i>	<i>Pl</i>	<i>Cpx</i>	<i>Cpx*</i>	<i>Opx</i>	<i>Mag-1</i>	<i>Mag-2</i>
<i>n</i>	42	42	46	33	16	3	11	4
SiO ₂	34–40.6	33–38	47.5–60.4	49.2–52.9	42.6–52.7	49.5–49.6	0.07–0.3	0.35–1.3
TiO ₂	<0.07	<0.03	0.07–0.13	0.11–1.3	0.37–1.7	0.05–0.12	15.8–21.5	12.6–15.9
Al ₂ O ₃	<0.1	<0.03	23.9–34.9	0.37–3.9	0.95–10.5	0.1–0.18	1.05–2.1	4.1–6.75
FeO	9.5–43.2	22.7–49.6	0.4–0.9	7.74–23.9	8.2–23.2	37.7–38.3	45–49.8	38.8–44.2
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	23.5–36.6	30–38.3
MnO	0.1–0.75	0.3–0.9	—	0.1–0.56	0.1–0.46	0.7–0.77	0.45–1.3	0.3–0.45
MgO	21.7–48.8	15.9–38.4	0.06–0.23	7.4–16.8	7.6–16.4	9.15–10.4	0.02–1.1	1.4–2.9
CaO	0.2–0.34	0.2–0.4	5.8–16.3	14–22.1	10.6–24	1.6–2.1	0.04–0.75	<0.02
Na ₂ O	<0.05	—	2–7.8	0.2–0.5	0.08–0.6	0.03–0.06	—	—
K ₂ O	—	—	0.06–0.7	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	<0.19	—	—	0.03–0.8	0.09–0.34	<0.04	0.04–1.2	0.06–1.4
V ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0.3–0.76	1.24–1.3
NiO	0.06–0.5	0.05–0.25	—	0.03–0.06	—	0.03–0.05	0.05–0.17	0.13–0.15
ZnO	—	—	—	—	—	—	0.09–0.13	—
	<i>Fo</i> _{90–47}	<i>Fo</i> _{74–36}	<i>An</i> _{81–28}	Mg#	Mg#	Mg#		
				78.4–35.5	78–41	32.7–30		

Примечание. *Ol-1* — крупные зональные ксенокристы оливина, *Ol-2* — оливин основной массы; *Cpx** — клинопироксен из ксенолитов базальтов; *Opx* — из миндалины; *Mag-1* — отдельные зерна магнетита, часто в ассоциации с сульфидами, *Mag-2* — включения магнетита в *Ol-2*; *n* — количество анализов; прочерк — ниже предела обнаружения. Оксиды даны в мас. %

та перекристаллизованы до мелко- и среднезернистых плагиоклаз-клинопироксеновых роговиков, подвергшихся наложенным альбитизации, прениитизации, амфиболитизации и хлоритизации (рис. 3а). В нижнем эндоконтакте проявлена отчетливая зональность закалки (обр. РД9). Зона на непосредственном контакте мощностью 1–2 мм состоит из стекла с редкими микролитами плагиоклаза. По удалению от контакта в структуре микродолерита появляются порфиновые и гломеропорфиновые вкрапленники плагиоклаза и оливина размерами до 1.5 мм, погруженные в интерсертальную офитовую основную массу с интерстициальным клинопироксеном. В северном зальбанде дайки (обр. РД13) зона вулканического стекла отсутствует и с ороговокованными базальтами непосредственно контактируют микродолериты с 1–5 мод. % порфиновых вкрапленников плагиоклаза.

В центральной части дайки преобладают оливинсодержащие габбродолериты среднезернистой пойкилоофитовой и миндалекаменной структуры, местами порфировидной, обусловленной присутствием крупных до 1.5 мм вкрапленников плагиоклаза. Содержания породообразующих минералов варьируют незначительно (мод. %): плагиоклаз (45–60), клинопироксен (30–45), оливин (8), биотит, титаномagnetит, ильменит (3–5), сульфиды (5). Основная масса сложена изометричными ксеноморфными ойоккритами клинопироксена

(*Fs*_{19–22}*Wo*_{33–34}*En*_{45–47}, 0.8 мас. % Cr₂O₃, 1.14 мас. % TiO₂; табл. 1) размером 0.7–3 мм с хадакритами плагиоклаза (*An*_{28–81}; табл. 1) (рис. 3в). Клинопироксен также образует редкие удлиненные харриситовые кристаллы длиной 3 мм того же состава (рис. 3б). Оливин встречается в виде изометричных субидоморфных зерен 0.05–0.2 мм (рис. 3в), которые рассматриваются как генерация *Ol-2* (см. ниже). Зерна *Ol-2* нередко образуют лапчатые скопления, переходящие в ойоккриты с погруженными в них хадакритами плагиоклаза (*Fo*_{36–74}, 0.29–0.92 мас. % MnO, 0.05–0.25 мас. % NiO; табл. 1). Биотит образует редкие пластинки в основной массе и замещает совместно с амфиболом и хлоритом клинопироксен.

Оливиновые габбродолериты (обр. РД3) схожи с оливинсодержащими по структуре, но отличаются повышенными пропорциями оливина 10–20 мод. %. Выделяется две генерации плагиоклаза: *Pl-1* — порфировидные широкопластинчатые зерна (*An*_{51–65}; табл. 1) размером 0.8 мм и *Pl-2* (*An*_{50–64}) — удлиненные лейсты 0.1–0.5 мм в офитовой основной массе и в виде хадакритов в клинопироксене. Последний образует ойоккриты 3 мм (*Fs*_{16–17}*Wo*_{35–39}*En*_{45–48}, 0.34 мас. %, Cr₂O₃ и 0.71–1.1 мас. % TiO₂; табл. 1) с включениями лейст плагиоклаза, реже зерен оливина. Оливин встречается в двух генерациях. *Ol-1* образует контрастно зо-

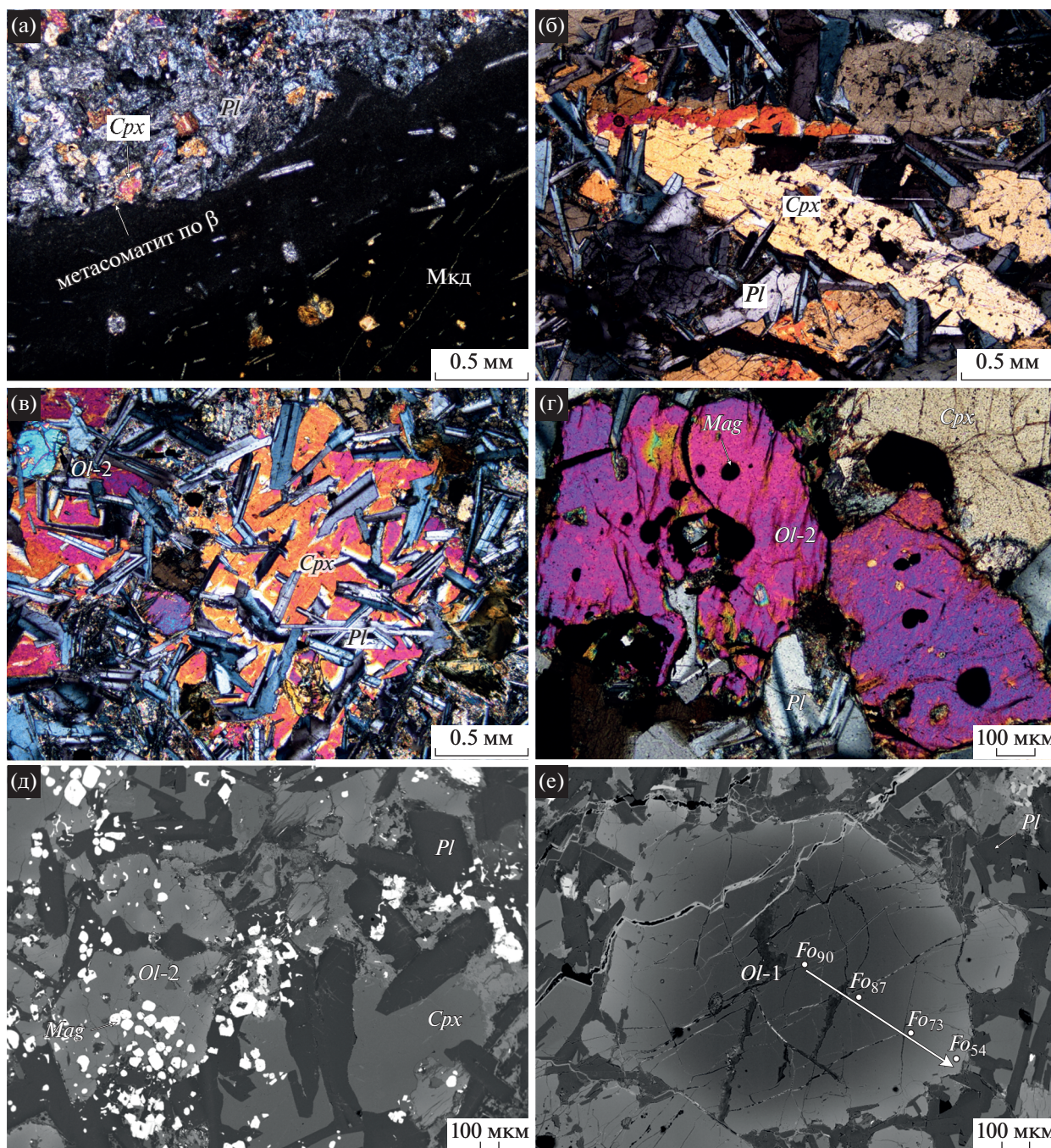


Рис. 3. Минеральный состав и текстуры пород дайки Рудная. (а) — контакт микродолерита (черный из-за присутствия вулканического стекла) и пренитового метасоматита по ороговикованному базальту (обр. РД96); (б) — харриситовый кристалл клинопироксена среди лейст плагиоклаза (обр. РД2); (в) — ойокристы клинопироксена с хадакритами плагиоклаза и *Ol-2* в основной массе (обр. РД3); (г) — субидiomорфные кристаллы *Ol-2* с включениями *Mag-2* (обр. РД3); (д) — включения *Mag-2* в оливине и обильная вкрапленность *Mag-1* в матрике ойокристового клинопироксена; (е) — крупное зональное зерно *Ol-1* с ядром состава *Fo*₉₀ в оцитовом матриксе (обр. INDR). Мкд — микродолерит, β — базальт. (а–г) — в проходящем свете, николи скрещены, (д–е) — в обратнорассеянных электронах.

нальные зерна, местами брекчированные, размером 1.5 мм (рис. 3е). *Ol-2* встречается виде субидiomорфных, скелетных и ксеноморфных зерен 0.01–0.9 мм (*Fo*_{36–74}, 0.38–0.85 мас. % MnO и 0.19 мас. % NiO; табл. 1) в основной массе, часто с

включениями магнетита (рис. 3г, 3д). Включения *Mag-2* в оливине характеризуется пониженным содержанием TiO_2 (12–13 мас. %) и повышенными концентрациями Al_2O_3 7 мас. %, MgO 3 мас. %, а также кремнезема и ванадия (табл. 1) по сравне-

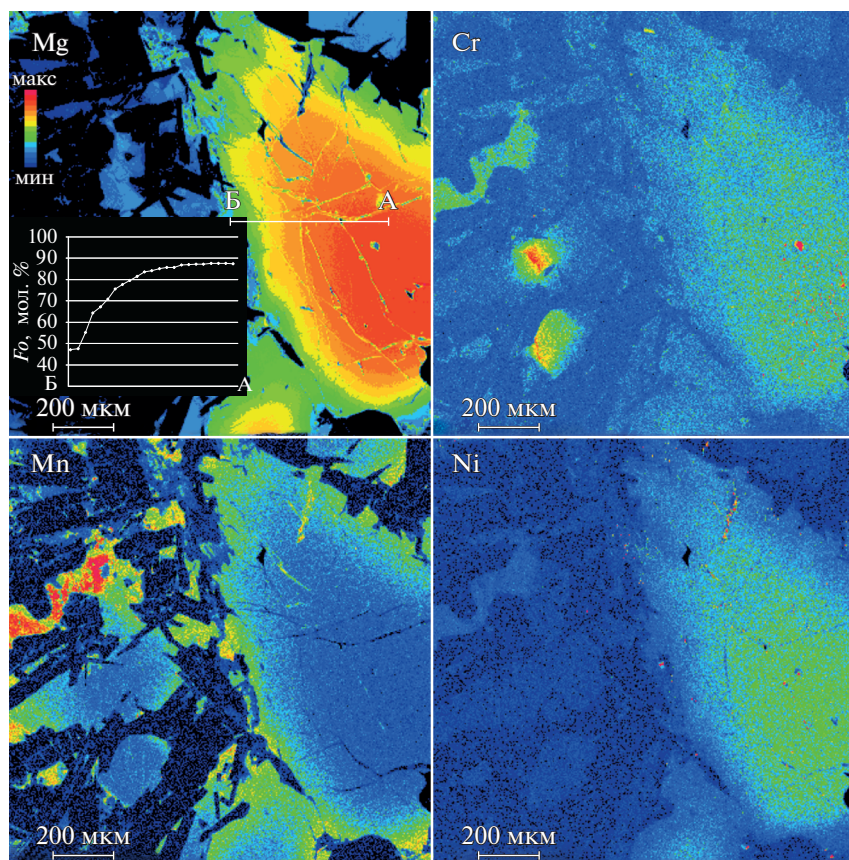


Рис. 4. Карты распределения Mg, Cr, Mn и Ni в кристалле зонального высокомагнезиального Ol-1 (обр. РД36) (волновой анализ, PCMA). Центр зерна (красный цвет на карте магния) соответствует Fo_{88} , край зерна (синий цвет) — Fo_{47} . Слева видны интерстициальные зерна *Mag-1* с равномерно распределенным содержанием Cr и клинопироксена, обогащенные Cr в ядерной части и Mn — в краевых зонах. В центре зерна оливина — микронное включение Cr-шпинели.

нию с высоко-Ti *Mag-1*. Последний находится в закономерных сростаниях с ильменитом в результате твердофазного распада титаномagnetита. Редкие пластинки биотита ($Mg\# = 11-43$) приурочены к сульфидным вкрапленникам, реже к магнетиту.

Контрастно зональные кристаллы Ol-1 (рис. 3е) состава Fo_{47-90} , с 0.1–0.75 мас. % MnO и 0.05–0.5 мас. % NiO (табл. 1) встречаются крайне редко (рис. 3е, рис. 4). Карты распределения элементов показывают в них частичную резорбцию зон роста, где Mn, Ca и P обогащают края зерен, а Mg, Cr и Ni — центр. Наиболее высокомагнезиальная зона ядра (Fo_{87-88}) местами содержит зерна Cr-шпинели до 5 мкм и частично раскристаллизованные расплавные включения размером 60 мкм, наименее магнезиальная кайма (Fo_{47}) имеет зубчатые очертания из-за вростков лейст плагиоклаза и может сростаться с каймами соседних интерстициальных зерен Ol-2.

В оливиновых и оливинсодержащих габбродолеритах распространены ксенолиты ороговикованных базальтов. Они встречаются в виде фрагментов неправильной формы размером от 0.1 мм до 2 см и

сложены гранобластовыми агрегатами полигональных зерен клинопироксена (90–100 мод. %) с подчиненным количеством интерстициального плагиоклаза. В матриксе ксенолитов могут встречаться редкие зерна титаномagnetита. В части ксенолитов наблюдаются реликты порфировой структуры базальта с сохранившимися очертаниями порфировых кристаллов и гломеропорфировых сростаний плагиоклаза и оливина. Клинопироксен из ксенолитов базальтов отвечает авгиту $Fs_{13-44}Wo_{26-53}En_{24-47}$ с высоким содержанием фассаитового компонента (10.48 мас. % Al_2O_3), при этом содержание TiO_2 увеличивается от центра к краю зерен от 0.5 до 1.3 мас. %, а содержание Cr_2O_3 не превышает 0.09 мас. %. Некоторые ксенолиты окружены каймами радиально-лучистого клинопироксена того же состава с кристаллами 0.7 мм в длину.

Габбродолериты в разной степени подвержены вторичным изменениям. Оливин замещается боулингитом с тонкозернистым магнетитом, клинопироксен замещается хлоритом и амфиболом, а магнетит в титаномagnetите — вторичными силикатами, гематитом и гетитом. Плагиоклаз аль-

Таблица 2. Химический состав сульфидов дайки Рудная (мас. %) по данным РСМА

Минерал	Cu	Ni	Co	Zn	Fe	S
Халькопирит	34–35.1	—	—	<0.35	30.3–31	34.5–34.9
Кубанит	23–23.8	—	<0.07	<0.27	40.7–41.4	34.7–35.4
Пирротин	<1.38	0.06–0.93	0.06–0.11	—	59–61	38.3–39.2
Пентландит	<0.11	31.9–32.5	0.72–1.16	—	33.2–34.3	32.9–33.2

Примечание. Прочерк — ниже предела обнаружения.

битизирован и пренитизирован. В силикатах часто встречаются флюидные включения.

Миндалины размером 0.5–10 мм выполнены кальцитом, хлоритом и пренитом, с редкими интерстициальным ангидритом и длиннопризматическими кристаллами ортопироксена (ферросилита) (табл. 1). Нередко в нижней части или в центре миндалины находится сульфидная глобула или вкрапленник неправильной формы.

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Структурно-текстурные особенности

Сульфиды образуют выделения четырех морфогенетических типов: 1) округлые глобулы в миндалинах (рис. 5а); 2) округлые расслоенные сульфидные глобулы с титаномагнетитовой оторочкой в нижней части и “флюидной шапочкой” в верхней части глобул (рис. 5б, 5е); 3) ксеноморфные глобулы с ореолом импрегнаций халькопирита (рис. 5в); 4) интерстициальные до сидеронитовых сульфидные срастания (рис. 5г).

Первый тип сульфидных глобул размером 1–1.5 мм приурочен к карбонатным и хлорит-карбонатным миндалинам с редким ангидритом. Эти глобулы преимущественно выполнены кубанитом с подчиненным количеством халькопирита.

Сульфидные глобулы второго типа размером 10 мм сложены (мод. %) кубанитом (60), халькопиритом (15), пирротинном (20) и пентландитом (5). В глобулах второго типа проявлена четкая расслоенность на верхнюю часть, состоящую из халькопирита и кубанита, и нижнюю часть, сложенную пирротинном и пентландитом. В нижней части глобул, срастания магнетита и ильменита, образованные при распаде первичного титаномагнетита, формируют прерывистые каймы мощностью 0.5 мм (рис. 5б, 5е). Верхняя граница глобулы с перекрывающей ее “флюидной шапочкой” неровная, чаще плоская или в виде мениска, вогнутого в сторону сульфидов.

Вкрапленники сульфидов третьего типа встречаются в виде как вытянутых, так и округлых глобул размером 3 мм, сложенных кубанитом (60–80 мод. %) и халькопиритом (40–20 мод. %) (рис. 5в). В отличие от глобул второго типа, в них отсутствует четко выраженная расслоенность. Вкрапленники

третьего типа окружены каймой измененных силикатов, которая содержит тонкую интерстициальную вкрапленность халькопиритового состава, кубанит же составляет центральную часть вкрапленника. Поздний *Mag-2* образует каплевидные 5–10 мкм зерна, приуроченные к границе между халькопиритом и кубанитом, и не обогащен Ti в отличие от распадного *Mag-1*.

Среди интерстициальных сульфидов (четвертый тип) выделяется две минеральные ассоциации: пентландит-пирротин-халькопирит-кубанитовая (рис. 5д) и халькопирит-кубанитовая (рис. 5г). Интерстициальные сульфиды закономерно находятся в срастании с магнетитом (рис. 5г, 5д). Сидеронитовые выделения, как разновидность интерстициальных с повышенной пропорцией сульфидов до 20%, встречаются реже.

Рудные минералы

Кубанит в виде пластинчатых выделений в халькопирите и матриксе с ламелями халькопирита по составу отвечает своей стехиометричной формуле — CuFe_2S_3 (табл. 2). Согласно результатам ЛА-ИСП-МС, кубанит содержит (ppm): 68.7 Co, 1206 Zn, 146 Se, 12.4 Pd, 104 Ag, 1.58 In, 23.6 Sn, 7.43 Te, 7.82 Hg, 20.2 Pb, 0.27 Bi (табл. 3). Кубанит из вкрапленников третьего типа (обр. РД2), где он составляет основную массу глобулы, значительно обогащен Zn, Se, Pd, Ag, Sn, Te, Hg и обеднен Co и Bi по сравнению с ламелями кубанита в халькопирите. Значение $\delta^{34}\text{S}$ для кубанита, обогащенного примесями (обр. РД2), составляет $12.3 \pm 0.1\text{‰}$ ($n = 4$) при среднем $\delta^{34}\text{S}$ для ламеллярного кубанита из других образцов $15.2 \pm 0.4\text{‰}$ ($n = 11$), что свидетельствует о химической и изотопной гетерогенности сульфидной системы (табл. 3).

Халькопирит CuFeS_2 (табл. 2) в матриксе обогащенного примесями кубанита также обогащен следующими элементами (ppm): 0.83 Co, 1360 Zn, 141 Se, 5.6 Pd, 26.4 Ag, 1.45 In, 22.6 Sn, 5.8 Te, 9.2 Hg, 8.79 Pb, 0.12 Bi (табл. 3). На контакте между кубанитом и халькопиритом часто встречаются 1–5 мкм прожилки *Po-2* и гранулярные зерна *Pn-3*. Значение $\delta^{34}\text{S}$ в халькопирите близко к таковому в кубаните, варьируя от 12 ‰ (обр. РД2) до 15.2 ‰ (обр. РД3б) (табл. 3).

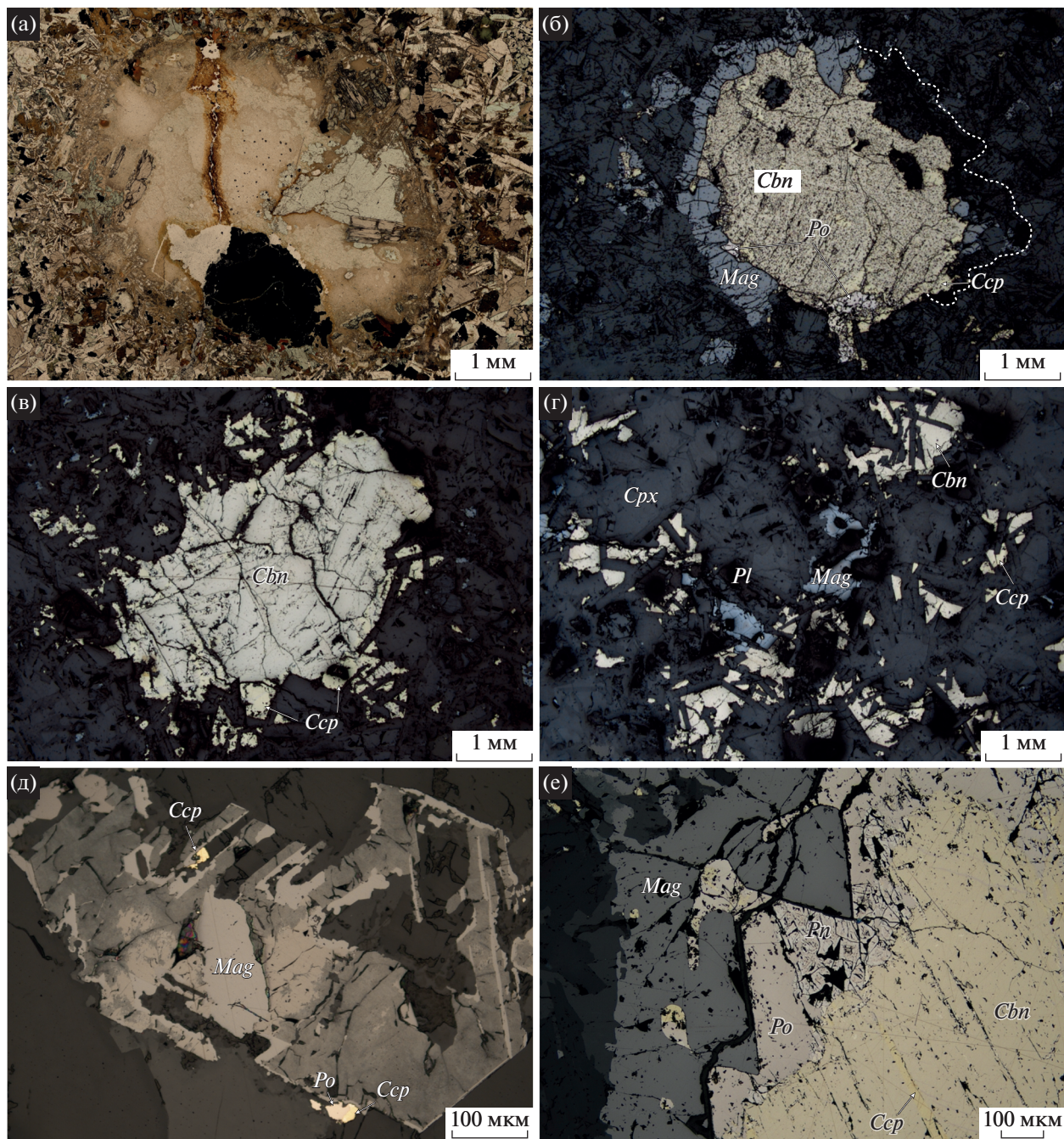


Рис. 5. Типы сульфидных вкрапленников дайки Рудная. (а) — кубанит-халькопиритовый вкрапленник в миндалине в оливковом габбродолерите (обр. РД3); (б) — расслоенная глобула с титаномагнетитовой оторочкой внизу и «флюидной шапочкой» сверху — очертания показаны белым пунктиром (обр. РД3а); (в) — глобула кубанитового состава с халькопиритовым гало во вторичных и первичных силикатах (обр. РД2); (г) — интерстициальная сульфидная вкрапленность (обр. INDR); (д) — скелетный кристалл титаномагнетита, распавшегося на магнетит и ильменит с включениями сульфидов (РД3). Магнетит замещается гетитом; (е) — нижняя часть расслоенной сульфидной глобулы, сложенная *Po-1* и *Pn-1* с оторочкой титаномагнетита, справа — кубанит-халькопиритовый верх глобулы, пентландит частично замещен виоларитом (обр. РД3). (а) — в проходящем свете, николи параллельны, (б–е) — в отраженном свете, николи параллельны. Аббревиатура минералов согласно (Warr, 2021).

Минералы группы пирротина имеют составы в диапазоне от $\text{Fe}_{0.93}\text{Ni}_{0.01}\text{S}_1$ до стехиометричного FeS , соответствующие промежуточному пирротину и троилиту (табл. 2), соответственно. Моносульфи-

ды Fe генерации 1 образуют ксеноморфные, реже изометричные, зерна и их срастания размером 2.5 мм. *Po-2* встречается в виде прожилков 1–5 мкм мощностью, часто приуроченных к контакту между

Таблица 3. Содержания элементов-примесей и изотопный состав серы в сульфидах по данным методов ЛА-ИСП-МС и Фс-ЛА-ГХ/МС

Номер образца	Минерал	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$	⁵⁹ Co	⁶⁶ Zn	⁷⁵ As	⁷⁷ Se	¹⁰³ Rh	¹⁰⁵ Pd/ ¹⁰⁸ Pd	¹⁰⁷ Ag	¹¹⁵ In	¹¹⁸ Sn	¹²⁵ Te	²⁰² Hg	²⁰⁸ Pb	²⁰⁹ Bi
			(ppm)												
РД2	Халькопирит	+12	0.83	1360	—	141	—	5.6	26.4	1.45	15.4	5.8	—	8.79	—
ст. откл.			0.27	210		21		1.4	2.6	0.21	1.5	1.8		0.78	
РД2	Кубанит	+12.2	2.45	1206	—	146.1	—	12.43	103.9	1.23	23.58	7.43	7.82	20.24	—
ст. откл.			0.46	85.84		20.5		4.01	7.69	0.17	3.33	2.18	1.92	1.79	
РД3	Пирротин	+14.9	15.77	—	5.55	66.87	2.82	—	1.89	—	—	—	—	0.67	0.43
ст. откл.			1.15		1.26	13.88	0.34		0.29					0.16	0.08
РД3	Пентландит	+14.9	13590	12.4	5.3	63	8.04	144	6.11	—	1.68	—	—	1.6	0.7
ст. откл.			390	3.1	1.5	17	0.62	10	0.87		0.49			0.3	0.12
РД3	Кубанит	+15	9.3	550	—	48	—		41.4	0.52	2.8	—	—	17.6	0.26
ст. откл.			1.2	55		11			3.6	0.09	0.41			1.5	0.05
РД3	Пирротин	+15.3	11.1	—	10.4	57	4.13	—	1.11	—	—	—	—	0.62	0.86
ст. откл.			1.2		1.8	16	0.46		0.29					0.15	0.13
РД3	Пентландит	+13.5	7601	—	4.15	60.23	0.9	180.7	7.4	—	2.72	—	—	5.15	1.8
ст. откл.			186.9		1.35	18.69	0.24	11.42	0.88		0.61			0.67	0.22
РД3	Пирротин	+15.1	20.8	—	4.4	29.5	1.63	—	0.85	—	—	—	—	0.76	0.38
ст. откл.			2.3		1.3	8.6	0.21		0.2					0.17	0.12
РД3	Кубанит	+15.3	29.08	804.6	—	57.66	—	—	60.48	1.37	8.66	—	—	5.79	—
ст. откл.			4.23	52.53		14.09			3.59	0.19	0.97			0.6	
РД3	Пентландит	+15.3	19320	31.3	15.4	65	2.97	71.4	9	—	1.77	—	—	1.92	0.75
ст. откл.			540	4.8	2.8	20	0.37	6.4	1		0.56			0.33	0.13
РД3	Пентландит	+14.3	15310	17.2	7.1	78	5.47	136	9.2	—	0.99	—	—	4.55	0.84
ст. откл.			540	3.4	1.7	19	0.47	10	1.1	—	0.32			0.56	0.14
РД3	Кубанит	+15.3	68.67	474	—	54.67	—	—	34	0.41	2.82	—	—	15.87	0.27
ст. откл.			6.67	40		16			2.8	0.09	0.53			1.27	0.06
РД36	Пирротин	+14.8	21.2	—	7.7	78	2.75	—	2.07	—	6.34	—	—	—	0.68
ст. откл.			1.6		1.7	16	0.26		0.33		0.82			—	0.1
РД36	Кубанит	+14.8	14.61	657.3	—	87.13	—	—	51.25	1.58	17.3	—	—	5.05	—
ст. откл.			2.05	55.09		16.66			3.84	0.19	1.67			0.53	
РД36	Халькопирит	+15.2	—	1128	—	101	—	—	8.02	1.3	22.6	—	9.2	0.56	0.12
ст. откл.				47		20			0.81	0.18	1.7		1.8	0.18	0.04
РД8	Пирротин	+15.7	9.35	—	7.93	75.23	2.77	—	1.53	—	1.04	—	—	1.96	0.48
ст. откл.			1.12		1.73	16.27	0.36		0.35		0.33			0.34	0.09
РД8	Пентландит	+14.1	8505	—	7.19	62.21	1.34	70.46	2.97	—	—	—	—	—	0.69
ст. откл.			300.3		2.57	19.89	0.31	6.65	0.61					—	0.16
РД8	Пирротин	+15.9	14.2	—	9.1	66	2.05	—	1.22	—	—	—	—	—	0.52
ст. откл.			1.3		1.9	16	0.34		0.27					—	0.11
Предел обнаружения			0.43	3.39	1.95	17.2	0.04	0.3	0.09	0.04	0.41	0.95	1.5	0.26	0.03

Примечание. ¹⁰⁵Rd приведен для пентландита, ¹⁰⁸Pd — для халькопирита и кубанита. Содержание ¹⁰³Rh пересчитано с учетом интерференции ⁶⁵Cu. Стандартное отклонение приведено под каждым анализом; прочерк — ниже предела обнаружения.

кубанитом и халькопиритом. *Po-2* содержит 1.38 мас. % Cu, что, возможно, обусловлено захватом из окружающих его халькопирита и кубанита. Содержание Cu в *Po-1* достигает лишь 6.8 ppm, также *Po-1* содержит (ppm): 21.2 Co, 10.4 As, 78 Se, 4.13 Rh, 2.07 Ag, 6.34 Sn, 1.96 Pb, 0.86 Bi (табл. 3). Значение $\delta^{34}\text{S}$ в минералах группы пирротина варьирует от 14.8‰ (обр. РД36) до 15.9‰ (обр. РД8) при среднем $15.3 \pm 0.4\text{‰}$ ($n = 7$) (табл. 3). Содержания ЭПГ и Au в пирротине прямо коррелируют с содержаниями элементов группы TABS (Te, As, Bi, Sb, Sn) (рис. 6е). Намечается обратная зависимость между содержанием Co в пирротине и его изотопным составом, что отличается от трендов других минералов на этом графике (рис. 6б).

В сульфидных вкрапленниках выделяется три генерации пентландита. *Pn-1* образует порфировидные зерна размером 0.2 мм, часто приуроченные к контакту между халькопиритом и пирротинном (рис. 5е). *Pn-2* встречается в виде пламенивидных, ламеллярных и точечных выделений 10 мкм в пирротине, интерпретируемых как продукт субсолидусных превращений. *Pn-3* совместно с прожилками *Po-2* образует скопления зерен размером 10 мкм в халькопирите и кубаните. Состав *Pn-1* отличается железистой разновидностью с формулой в диапазоне от $\text{Fe}_{4.7}\text{Ni}_{4.2}\text{Co}_{0.1}\text{S}_8$ до $\text{Fe}_{4.6}\text{Ni}_{4.3}\text{Co}_{0.1}\text{S}_8$ и содержаниями Ni от 31.9 до 32.5 мас. % (табл. 2). По данным ЛА-ИСП-МС, *Pn-1* содержит (ppm): 19320 Co, 31.3 Zn, 15.4 As, 78 Se, 8.04 Rh, 181 Pd, 9.2 Ag, 2.72 Sn, 5.15 Pb и 1.8 Bi (табл. 3). Среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ в *Pn-1* составляет $14.5 \pm 0.7\text{‰}$ ($n = 8$). Зерна *Pn-2* и *Pn-3* генераций недостаточно крупные для ЛА-ИСП-МС и Фс-ЛА-ГХ/МС анализа. *Pn-1* с самым легким изотопным составом серы ($\delta^{34}\text{S} = 13.5\text{‰}$, обр. РД3) содержит больше Pd и меньше Co, по сравнению с другими зернами (табл. 3), содержания Co и Zn увеличиваются по мере утяжеления изотопного состава серы в пентландите (рис. 6б).

Mag-1 в каймах вокруг сульфидных глобул отличается пониженными содержаниями MgO и Al_2O_3 и повышенным TiO_2 по сравнению с *Mag-2*, встречающимся в виде включений в *Ol-1* (табл. 1).

Из акцессорных минералов в сульфидных вкрапленниках широко распространен апатит, он образует игольчатые кристаллы размером до 1 мм, нередко с включениями халькопирита, при этом идиоморфные иглы апатита пересекают границы сульфидных вкрапленников и отдельных зерен в них. Минералы платиновой группы встречаются в виде редких зерен размером от 1.5 до 20 мкм, часто в сростаниях друг с другом и сульфидными, на границе сульфидов с силикатами и во вторичных силикатах вне сульфидных выделений. Среди них обнаружены зерна сперрилита (PtAs_2), маякита (PdNiAs), станнидов и арсенидов Pd, а также Au-Ag сплавов (рис. 7).

Вторичные изменения рудных минералов проявлены локально: пентландит местами замещается виоларитом, а по пирротину развивается марказит. Интерстициальные сульфиды с краев частично замещаются железистым хлоритом. В контактовых разностях распространен пирит, который образует ксеноморфные сегрегации и прожилки мощностью 1–20 мкм среди силикатов, также может замещать магнетит в продуктах распада титаномагнетита. Магнетит и ильменит, образованные при распаде титаномагнетита, часто замещаются биотитом, гетитом, гематитом и сфеном.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Габбродолериты дайки Рудная содержат (мас. %): 4.76–7.32 MgO, 46.2–48.2 SiO_2 , 0.35–0.62 K_2O , 2.1–2.91 Na_2O , 11.74–14.9 Al_2O_3 , 8.9–11.05 CaO, 11.59–16.71 общего Fe_2O_3 , 0.18–0.25 MnO и 1.27–2.02 TiO_2 (табл. 4; Suppl. 3, ESM_1.exl). Минерализованные габбродолериты (обр. РД2–РД9) содержат (ppm): 115–327 Cr, 175–235 V, 56–1154 Ni, до 7951 Cu и 58–111 Zr, где значительные вариации содержаний Ni и Cu напрямую зависят от количества сульфидной вкрапленности (Suppl. 3, ESM_1.exl). Содержание MgO в габбродолеритах в целом ($\text{Mg\#} = 38\text{--}52$) обратно коррелирует с содержаниями SiO_2 и TiO_2 (рис. 8а, 8б). Составы габбродолеритов дайки Рудная близко соответствуют составам высокодифференцированных неминерализованных пород имангдинских рудоносных интрузивов (Золотухин, Щедрин, 1977 и наши неопубликованные данные), отличаясь более высоким содержанием Fe_2O_3 , при этом имея близкое содержание TiO_2 (рис. 8а, 8б) при равной магнезиальности.

Содержание Ni прямо коррелирует с содержаниями S и Cu (рис. 8в, 8г), формируя специфический тренд, выявляющий доминирующую пропорцию сульфидного Ni и повышенное Cu/Ni значение от 5 до 15. Минерализованные породы дайки Рудная обеднены Ni по сравнению с минерализованными пикритовыми габбродолеритами имангдинских интрузивов, для которых Cu/Ni составляет 0.8–1.3, а также по сравнению с вкрапленными рудами в интрузивах Талнахского и Норильского рудных узлов, где Cu/Ni варьирует в пределах 1.7–3.1 и 1.2–1.6 соответственно (Служеникин и др., 2023). Высокое значение Cu/Ni соответствует низкомagneзиальному составу пород дайки, поскольку для Норильского района установлено, что значение Cu/Ni уменьшается с ростом магнезиальности интрузивных пород с вкрапленным оруденением (Дюжиков и др., 1988). Высокие значения Cu/Ni 3–9, близкие к наблюдаемому для дайки, характерны для вкрапленных медистых руд в контактово-метаморфизованных осадочных породах и для кубанитовых и халько-

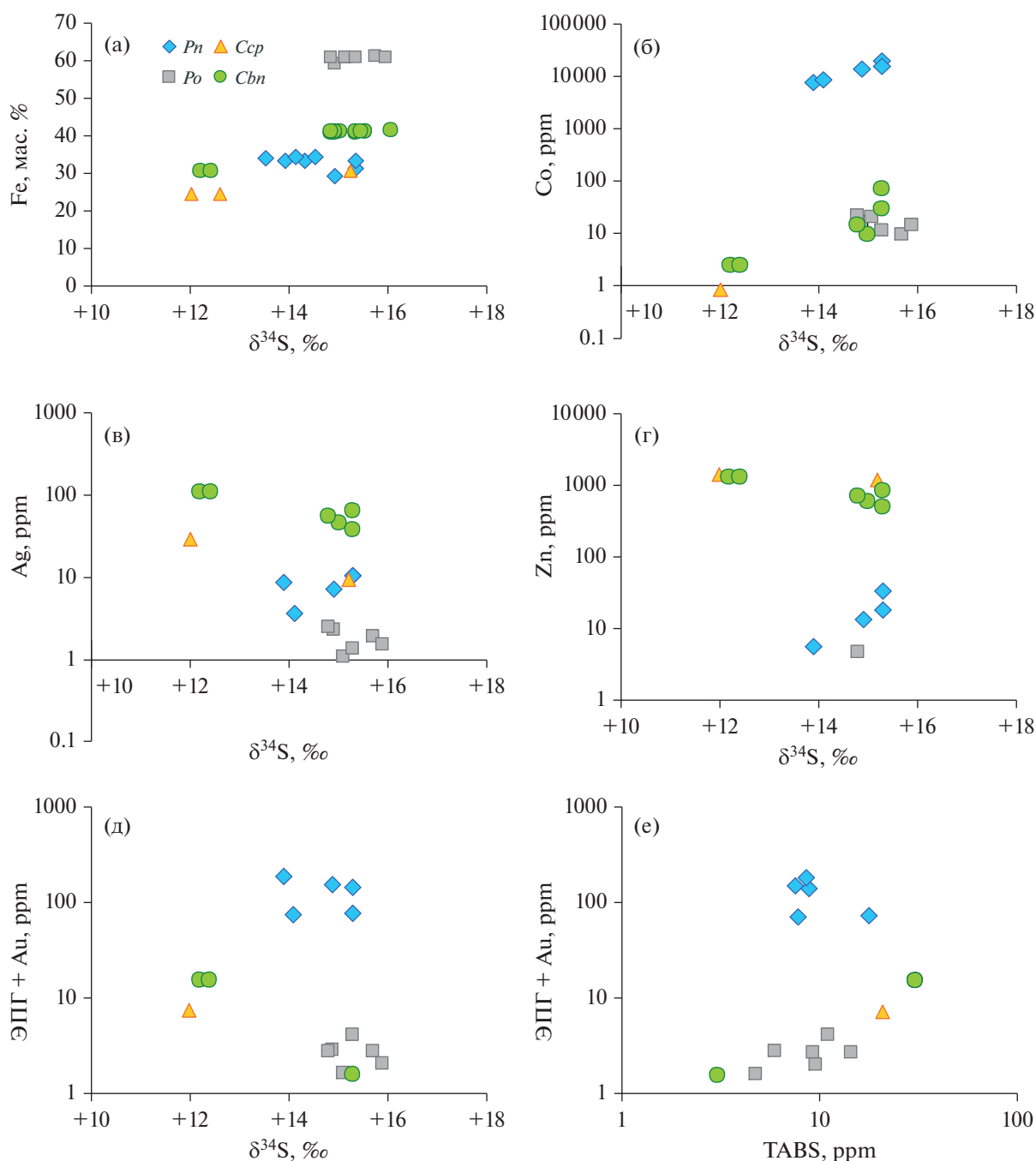


Рис. 6. Бинарные диаграммы зависимости между содержаниями макро- и микрокомпонентов и изотопным составом серы в сульфидах (а–д) и между содержаниями ЭПГ и элементов группы TABS (е).

пиритовых массивных руд норильских месторождений (Генкин и др., 1981).

Сульфидсодержащие породы содержат ЭПГ в диапазонах (ppb): 30–354 Pt, 800–1682 Pd, до 11.2 Ru, 19–100 Rh, до 2 Ig, а также 56–130 Au, с максимумом общих содержаний 2222 ppb $\Sigma\text{ЭПГ} + \text{Au}$ в обр. РД5 (табл. 4; Suppl. 3, ESM_2.exl). Как правило, обогащенные Pd образцы отличаются повышенным модальным содержанием пентландита, кото-

рый может концентрировать 175 ppm Pd (табл. 3). Слабая прямая корреляция между содержаниями $\Sigma\text{ЭПГ} + \text{Au}$ и значениями Cu/Ni (рис. 8д), однако, отражает некоторое накопление ЭПГ и с ростом медистости сульфидов. Содержание Co в минерализованных габбродолеритах обратно коррелирует с суммой содержаний элементов группы TABS (рис. 8е). Повышенные количества магнетита двух генераций, как раннемагматического, так и

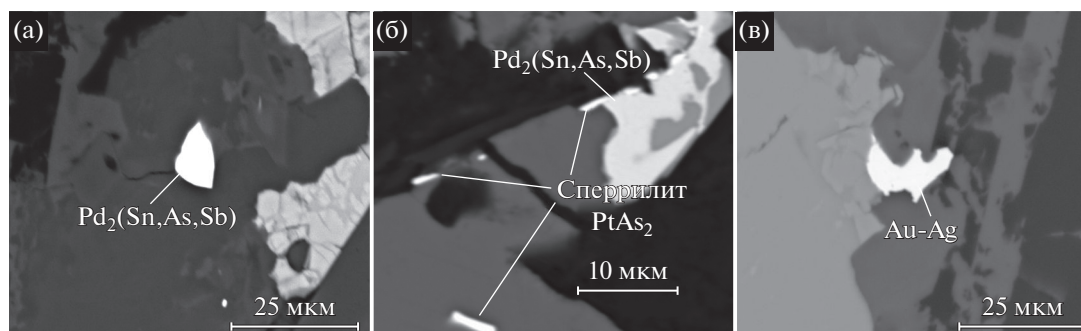


Рис. 7. Ассоциации минералов благородных металлов в минерализованных породах дайки Рудная. Изображения в обратнорассеянных электронах.

(а) – зерно минерала состава $\text{Pd}_2(\text{Sn,As,Sb})$ в силикатах вблизи *Pn-1* (обр. РД8); (б) – зерна сперрилита и минерала состава $\text{Pd}_2(\text{Sn,As,Sb})$ (РД36) на контакте сульфидов с вторичными силикатами; (в) – зерно Au-Ag сплава (обр. РД8) на контакте халькопирита, пентландита и магнетита.

интерстициального, согласуются с низкосернистым составом сульфидных ассоциаций, где кубанит и троилит являются одними из основных сульфидов наряду с халькопиритом и железистым пентландитом.

Спектр нормализованных на примитивную мантию концентраций халькофильных металлов характеризуется минимумами Ni, Os, Ir почти на порядок ниже мантийных (рис. 9). По остальным элементам спектр дайки Рудная схож с распределением, типичным для вкрапленных руд норильских месторождений, отличаясь более контрастным минимумом Pt и в целом более низким уровнем содержаний ЭПГ. Нормализованное среднее значение для Cu, однако, сопоставимо с таковыми для вкрапленных руд (рис. 9), что отражается в повышенном Cu/Pd значении, варьирующем от 1700 до 9000, по сравнению со средними значениями 3500–5000 для вкрапленных руд (Duran et al., 2017) и 100–300 для малосульфидных руд (Gritsenko et al., 2022). Тенор сульфидов (содержания в 100% сульфиде) в диапазоне 2–65 ppm ЭПГ+Au соответствует нижнему пределу значений для медистых вкрапленных и массивных руд (обычно от 40–120, но до 500 ppm, Barnes et al., 2006; Duran et al., 2017).

Sr-Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Значения начального изотопного отношения ($\text{Sr}_i = {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ на возраст 251 млн лет) варьируют в валовых пробах пород незначительно: от 0.70517 до 0.70532. Величина ϵ_{Nd} , показывающая отклонение от ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ для хондритового резервуара (DePaolo, Wasserburg, 1976) и рассчитанная на тот же возраст, близка к хондритовому значению, варьируя от –0.4 до 0.8 ($n = 3$, табл. 5).

МОДЕЛЬНЫЕ ПОСТРОЕНИЯ

Моделирование состава расплава в программе КОМАГМАТ

С целью проверки возможности сегрегирования несмешиваемой сульфидной жидкости из силикатного расплава дайки Рудная было произведено моделирование в программе КОМАГМАТ-5.3. Малые вариации содержаний рассеянных элементов, индикаторных как показателей дифференциации (Cr, Ti, K, P, Zr), и их отношений, текстурная однородность дайки, отсутствие вертикальной зональности – говорят о низкой степени дифференциации этого малого тела, тогда как обогащение Fe и халькофильными элементами обусловлено присутствием сульфидов. Закаленные стекловатые контакты демонстрируют неоднородное распределение фенокристов и подвержены наложенным изменениям, поэтому их составы не были использованы для моделирования. Для расчетов использовались наиболее контрастные составы, образцы РД2, 3, 4 и 8 (табл. 4), также представляющие наименее измененные разности. Моделирование производилось по методике расчетов силикатно-сульфидной несмешиваемости (Ariskin et al., 2018) для равновесной кристаллизации при условии буфера QFM и давлении 1 кбар. Все составы имеют схожие тренды кристаллизации (рис. 10), что согласуется с незначительной степенью кристаллизационной дифференциации, наблюдаемой в породах дайки. Начальная температура кристаллизации расплава габбролеритов дайки Рудная в среднем составляет ~1170°C при порядке кристаллизации оливин–плагиоклаз–клинопироксен–ильменит–пижонит, однако в низкомagneзиальном составе (обр. РД2) первой ликвидусной фазой является плагиоклаз. Пижонит появляется на поздней магматической стадии. Ликвидусный оливин имеет состав Fo_{68-76} , а клинопироксен – En_{42-44} и Mg# от 73.3 до 76.2.

Таблица 4. Химический состав наиболее представительных образцов габбродолеритов дайки Рудная по данным РФА (основные и малые элементы) и ИСП-МС с предварительным концентрированием на сульфидный королек (для благородных металлов)

Компоненты	РД2*	РД3	РД4	РД5	РД8	РД10	РД11
	Гос	Го	Гос	Гос	Гос	Гос	Гос
SiO ₂	47.06	46.33	47.98	46.46	48.2	46.4	47.7
TiO ₂	1.64	1.56	1.27	1.63	1.64	1.58	1.65
Al ₂ O ₃	13.04	11.74	14.9	13.03	13.56	12.94	13.78
Fe ₂ O ₃	15.35	16.59	13.51	16.71	14.84	15.9	15.39
MnO	0.187	0.223	0.238	0.197	0.219	0.181	0.189
MgO	4.96	6.33	7.32	5.55	6.3	5.28	4.76
CaO	9.67	9.81	11.05	9.69	10.14	9.43	10.14
Na ₂ O	2.13	2.1	2.38	2.12	2.35	2.36	2.38
K ₂ O	0.51	0.52	0.42	0.46	0.58	0.35	0.46
P ₂ O ₅	0.16	0.15	0.11	0.15	0.15	0.14	0.15
S	1.29	1.64	0.06	0.34	0.5	0.96	0.63
П.п.п.	2.57	1.57	0.56	2.61	0.99	3.24	1.97
Mg#	39	43	52	40	46	40	38
Cr	133	156	162	132	172	141	116
V	322	319	312	337	298	307	335
Co	56	90	54.9	49	65.9	53.1	50.9
Ni	520	947	103	513	333	409	253
Cu	6608	6088	128	4556	1690	5858	3280
Zn	112	121	108	92	103	90	94
Rb	16	18	15	16	20	14	16
Sr	206	192	209	206	214	258	221
Zr	97	100	78	103	105	99	103
As	—	—	0.75	0.76	0.51	—	0.7
Sn	1.2	1.1	0.58	1.6	1.6	1.8	1.7
Sb	0.12	0.09	0.11	0.2	0.11	0.2	0.18
Te	0.1	0.1	—	0.17	—	0.2	0.12
Os	н.а.	<1	н.а.	—	н.а.	н.а.	н.а.
Ir	н.а.	2	н.а.	0.4	н.а.	н.а.	н.а.
Ru	н.а.	7	н.а.	11.2	н.а.	н.а.	н.а.
Rh	—	19	н.а.	44.3	—	100	—
Pt	100	135	н.а.	354	30	260	51
Pd	1400	682	н.а.	1682	—	1300	800
Au	90	56	н.а.	130	—	120	100

Примечание. Го — оливиновый габбродолерит, Гос — оливинсодержащий габбродолерит, н.а. — не анализировался, прочерк — ниже предела обнаружения. Главные компоненты даны в мас. %, элементы примеси — в ppm, благородные металлы — в ppb.
* Номер образца.

Плагиоклаз на ликвидусе имеет состав An_{71-76} (Suppl. 3, ESM_3.exl).

За исключением обр. РД4 для всех остальных составов сульфидный расплав выделяется при высоких температурах в надликвидусных условиях (рис. 10). Подобный характер выделения суль-

фидной фазы в данном случае свидетельствует не о высокой температуре начала сульфидной не-смесимости, а является маркером кумулятивного накопления или заимствования сульфидного материала в образцах РД2, 3 и 8 с >0.5 мас. % серы, что существенно превышает пределы раствори-

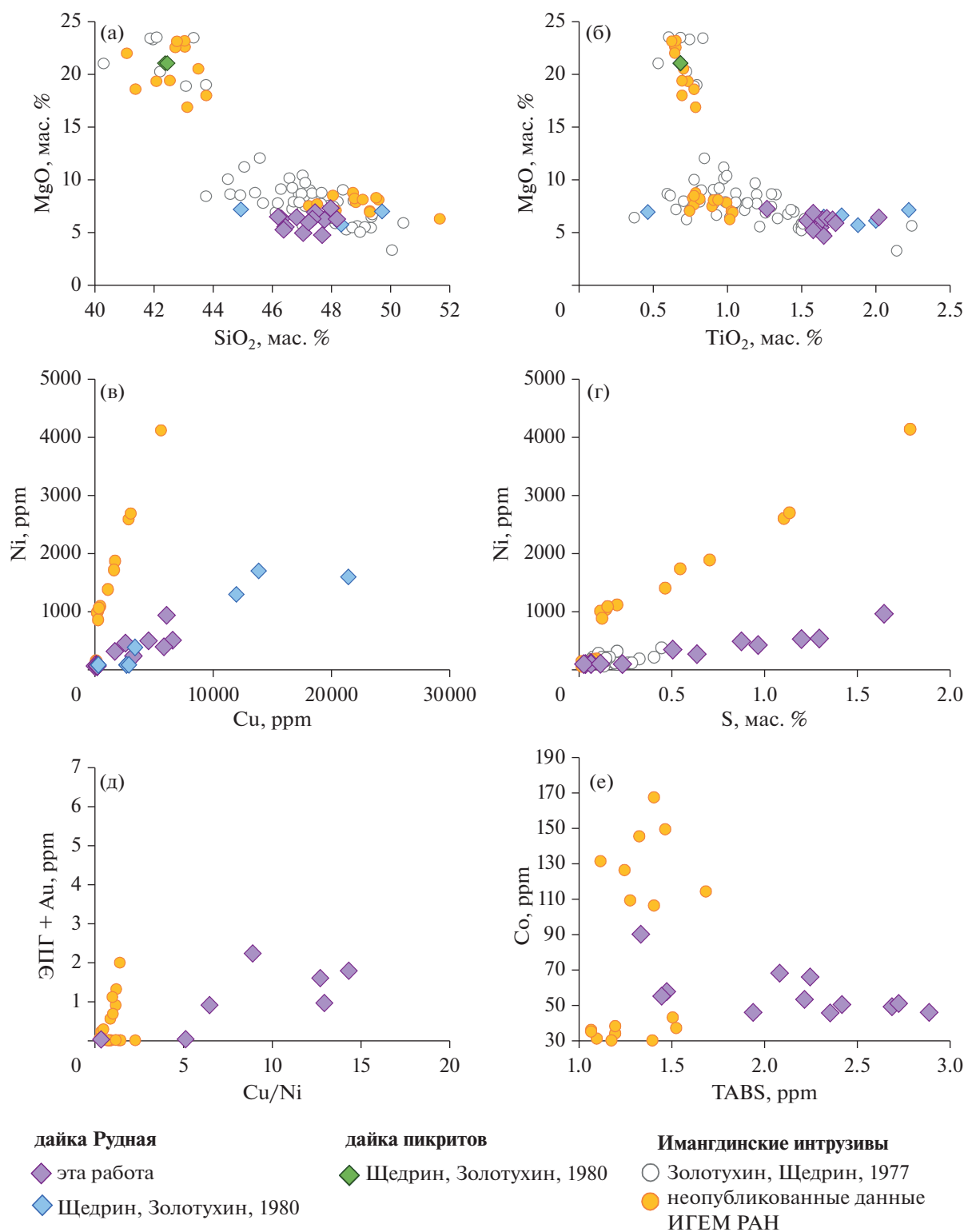


Рис. 8. Содержания макро- и микрокомпонентов в породах дайки Рудная (см. Suppl. 3, ESM_1.exl) в сравнении с составами пород дифференцированных интрузивов Имангдинского района и с составами пород дайки Рудная и дайки пикритов.

мости сульфидной серы в базальтовом расплаве. Расплав (обр. РД4), содержащий 0.06 мас. % серы, достигает сульфидного насыщения при температуре ~1060°C и отражает сегрегацию сульфидов *in situ* (Suppl. 3, ESM_5.exl).

Добавление H₂O в систему не влияет на поведение сульфидной жидкости в силикатном расплаве (Ariskin et al., 2018). В пользу значимых содержаний воды в расплаве свидетельствует присутствие миндалинов, а также текстурные данные по сульфидно-флюидной несмесимости, такие как сульфидные глобулы в миндалинах и “флюидные шапочки” над расслоенными глобулами, и развитие широкого метасоматического ореола в окружающей дайку базальтах. Моделирование в КОМАГМАТ-3.3 показало, что при добавлении H₂O 4.5 мас. % происходит более ранняя кристаллизация магнезиальных фаз — оливина и пироксена при более позднем появлении плагиоклаза. При этом состав плагиоклаза соответствует An_{77} , тогда как максимальная магнезиальность оливина $For_{77.5}$ достигается при 3 мас. % H₂O в расплаве, т.е. флюидонасыщенность не могла вызвать кристаллизацию *Ol-1* состава For_{90} .

Моделирование состава расплава в alphaMELTS

Прямое alphaMELTS моделирование (Smith, Asimow, 2005) наименее магнезиального состава (обр. РД2, оливинсодержащий габбродолерит с сульфидами и без высокомагнезиального оливина) при 1 кбар, 2 мас. % H₂O и FMQ+1 дало следующий порядок кристаллизации: плагиоклаз (An_{73})—клинопироксен ($Mg\# = 77$)—титаномагнетит—оливин (For_{29}) в узком температурном интервале кристаллизации оливина — 900–920°C (рис. 11а; Suppl. 3, ESM_7.exl). Заниженная магнезиальность интеркумulusного *Ol-2* не позволяет рассматривать этот состав в качестве родительского для всей дайки, не говоря уже о невозможности кристаллизации высокомагнезиального *Ol-1* в ассоциации с *Ct*-шпинелью.

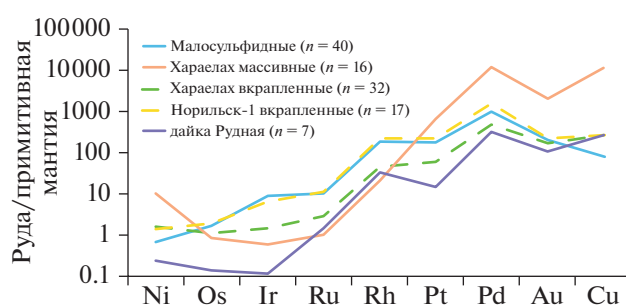


Рис. 9. Распределение содержаний ЭПГ, Au, Ni и Cu (Suppl. 3, ESM_1.exl и ESM_2.exl), нормализованных относительно примитивной мантии (Palme, O'Neill, 2014), в минерализованных породах дайки Рудная в сопоставлении со средними составами различных типов руд Норильского района (Duran et al., 2017; Sluzhenikin et al., 2020).

Моделирование более магнезиального состава (обр. РД4, табл. 4) при 1 кбар, 2 мас. % H₂O и условиях FMQ, FMQ + 1 и FMQ + 2 дало следующий порядок кристаллизации оливин (For_{81-82})—клинопироксен ($Mg\# = 85$)—магнетит—плагиоклаз (An_{77-83}), что также не соответствует текстурным соотношениям и составам минералов (рис. 11б; Suppl. 3, ESM_8.exl). Разница в составе модельного и природного оливина слишком велика для объяснения переуравновешиванием с интеркумulusной жидкостью (trapped liquid shift). При повышении до FMQ + 2 оливин исчезает, а увеличение количества H₂O приводит к более ранней кристаллизации клинопироксена, появлению обильного пижонита, но не повышает магнезиальность оливина.

Чтобы привести модельные порядок кристаллизации и составы минералов в согласие с наблюдаемыми, первичный состав обр. РД4 многократно итерировался с целью получить искомую последовательность: оливин (For_{89-91} с учетом переуравновешивания)—*Ct*-шпинель—плагиоклаз (An_{81})—клинопироксен—магнетит. Для этого исходную магнезиальность расплава постепенно увеличивали, чтобы

Таблица 5. Изотопный состав Sr и Nd габбродолеритов дайки Рудная

Номер образца	Порода	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵ_{Nd}
РД2	Гос	13.2	212.2	0.1800 ± 0.0008	0.705812 ± 0.000011	0.70517 ± 0.00010	3.89	13.72	0.17148	0.512637 ± 0.000007	0.8
РД3	Го	14.5	192.1	0.2183 ± 0.0005	0.706013 ± 0.000009	0.70523 ± 0.00008	4.11	13.94	0.17836	0.512647 ± 0.000008	0.8
РД8	Гос	17.9	215.8	0.2396 ± 0.0007	0.706178 ± 0.000010	0.70532 ± 0.00009	3.99	14.07	0.17160	0.512579 ± 0.000009	–0.4

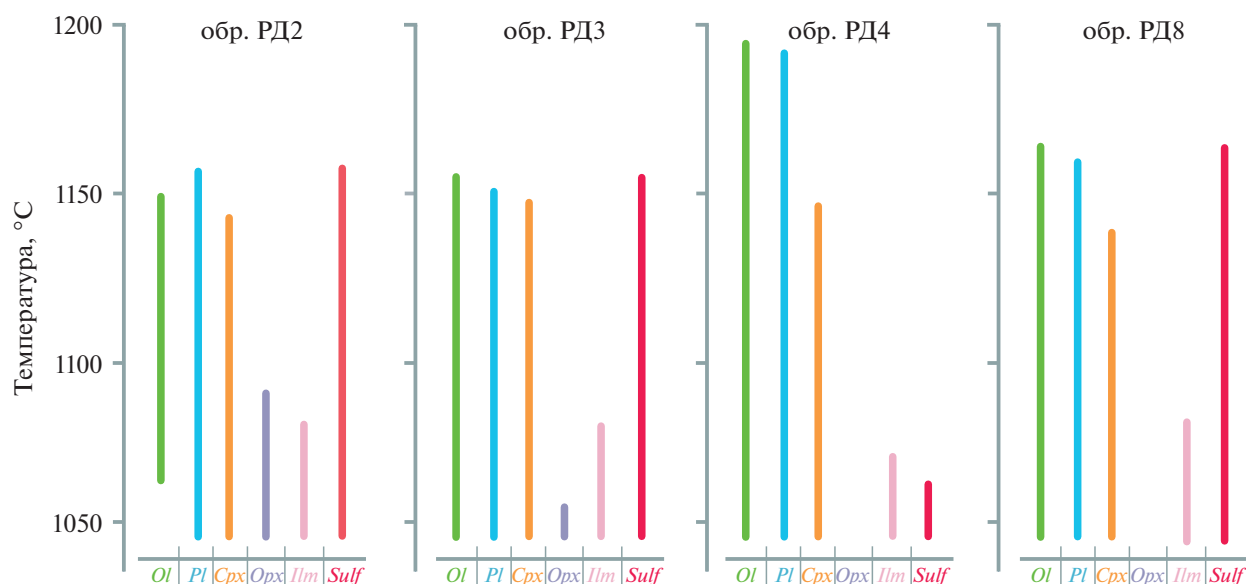


Рис. 10. Тренды равновесной кристаллизации для расплавов сульфидсодержащих габбродолеритов дайки Рудная, рассчитанные в программе КОМАГМАТ-5.3 при буфере QFM и давлении 1 кбар в безводной системе.

достичь заданной магнезиальности оливина, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ значения и их концентрации меняли, чтобы вывести плагиоклаз на ликвидус до клинопироксена, а количество воды уменьшали для снижения пропорции пизонита. В модифицированном модельном расплаве обр. РД4*2, содержащем (мас. %): 49.74 SiO_2 , 1.00 TiO_2 , 18.95 Al_2O_3 , 0.81 Fe_2O_3 , 0.04 Cr_2O_3 , 4.19 FeO , 0.18 MnO , 9.16 MgO , 9.67 CaO , 4.58 Na_2O , 0.007 K_2O и 1.58 H_2O , кристаллизуется первым оливин (Fo_{91}) при 1230°C (рис. 11в; Suppl. 3, ESM_9.exl). Хромшпинель с 20 мас. % Cr_2O_3 присоединяется при 1190°C с последующим появлением плагиоклаза An_{82} при 1150°C . Клинопироксен ($\text{Mg}\# = 75\text{--}89$) кристаллизуется в узком температурном интервале $1120\text{--}990^\circ\text{C}$, а выделение воды происходит при 960°C (рис. 11в).

Состав модельного расплава обр. РД4*2, родительского для ассоциации оливин Fo_{89-91} —Сг-шпинель, резко отличается от состава вмещающих пород и не мог быть родительским для основной массы дайки. Состав модельного клинопироксена ($\text{Mg}\# = 89$) не соответствует природному и его пропорция слишком мала. Для того чтобы сохранить высокомагнезиальный состав оливина и высококальциевый состав плагиоклаза, остаточный расплав должен быть удален из системы при температуре около 1000°C (рис. 11в) и заменен составом, в котором кристаллизуется менее магнезиальный обильный клинопироксен.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Интерпретация результатов моделирования

Моделирование в программах КОМАГМАТ (Ariskin et al., 2018) и alphaMELTS (Smith, Asimow, 2005) показало невозможность равновесия высокомагнезиального оливина и основной массы габбродолеритов дайки Рудная. Модельные составы типа обр. РД4*2, в которых кристаллизуется ликвидусная ассоциация оливин Fo_{89-90} —Сг-шпинель, не наблюдаются среди природных составов пород дайки.

Сосуществование ранних фенокристов, неравновесных с матриксом породы возможно в рамках двух сценариев:

(1) ранняя магма состава обр. РД4*2 внедрялась первой, кристаллизовалась ассоциация оливин (Fo_{91})—Сг-шпинель при температуре ниже 1230°C . Внедрение новой порции магмы типа обр. РД2, обогащенной Fe, привело к вытеснению более ранней и заимствованию фенокристов оливина. Заимствование привело к насыщению сульфидной серой и летучими и к ранней магматической дегазации, что затрудняло мобильность расплавов. Эти две магмы могли быть продуктами фракционной кристаллизации одного толеитового расплава в глубинном очаге, при этом их смешение способствовало сегрегированию сульфидной жидкости.

(2) кумулаты высокомагнезиального оливина и Сг-шпинели кристаллизовались в промежуточном очаге/канале из расплава типа обр. РД4*2, были раздроблены и привнесены в камеру распла-

вом, обр. РД2. Изначально динамичная природа внедрения обусловила дробление и ассимиляцию также верхнекоровых осадочных и вулканических пород, что привело к раннему насыщению летучими и сульфидной серой. Эти два расплава не обязательно являются продуктом дифференциации той же магмы, скорее, гибридизируются в очаге или подводящем канале. В этом случае состав расплава, родительского для ксенокристов оливина, не может быть рассчитан, кроме определения его магнетиальности. Разнообразие химического состава пород дайки является результатом захвата расплавом, обр. РД2, разных пропорций ксенокристового оливина и ксенолитов осадочных пород и базальтов на фоне слабой дифференциации.

Происхождение высокомагнезиального Ol-1

Зональный магматический оливин с ядром состава Fo_{89-90} и содержанием NiO 0.5 мас. % является первой такой находкой в Норильском рудном районе. Низконикелистый форстерит в скарнах и их ксенолитах в габбродолеритах типичен для контактово-метаморфических ореолов всех рудоносных интрузивов (Туровцев, 2002). Кроме того, оливин Fo_{89-99} ассоциирует со шпинелью и боратами в минерализованных такситовых габбродолеритах верхнего эндоконтакта интрузива Норильск-1 (Шевко и др., 2021), а оливин Fo_{89} — в малосульфидных рудах эндоконтакта Хараелаского интрузива (Sluzhenikin et al., 2020). Гранулированные агрегаты оливина Fo_{86-91} , алюмохромита и хромита, а также магнетиальные скарны с оливином Fo_{96-97} , фассаитом, хромитом, алюмохромитом и гранатом, реже с монтчеллитом и ангидритом, задокументированы в верхнем эндоконтакте Талнахского интрузива (Рябов и др., 2001; Туровцев, 2002). Таким образом, ассоциации магнетиальных скарнов встречаются не только в экзоконтакте, но и в интрузивном разрезе и содержат форстерит, характеризующийся отсутствием зональности и крайне низким содержанием Ni (менее 0.02 мас. % NiO).

Магнетиальность оливина магматической ассоциации в норильских интрузивах не превышает Fo_{82-83} , а повышение содержания Ni в нем (до 0.4 мас. % NiO) в целом коррелирует с повышением магнетиальности (Рябов и др., 2001) (рис. 12), хотя может отражать и переуравновешивание с окружающими сульфидами, богатыми Ni (Чайка и др., 2022). Высоко-Mg оливин из пикритовых габбродолеритов обычно не имеет выраженной зональности, но в оливине Микчангинского интрузива, благодаря высокой скорости охлаждения, сохранилась прямая контрастная зональность от Fo_{81} до Fo_{70} и от 0.16 до 0.23 мас. % NiO (Кривошукская и др., 2009). Согласно результатам КОМАГМАТ-

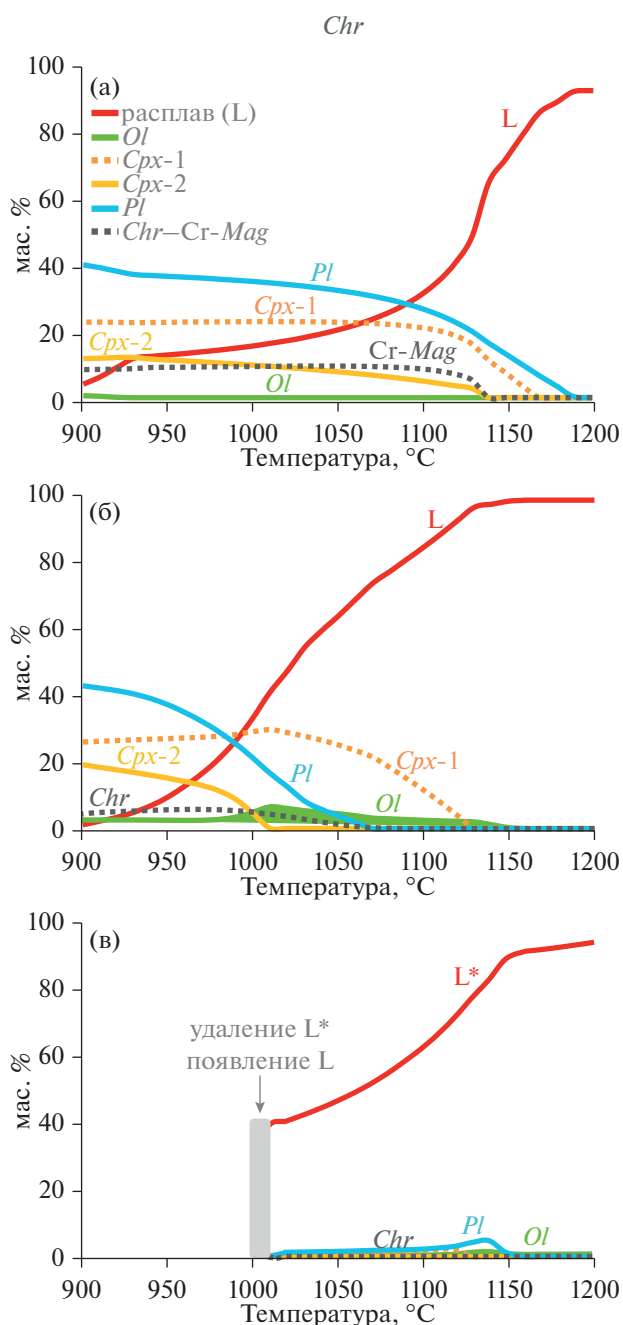


Рис. 11. Результаты alphaMELTS моделирования. (а) — порядок кристаллизации состава, обр. РД4, при FMQ и 1 кбар не соответствует наблюдаемому природному; (б) — порядок кристаллизации состава, обр. РД2, при FMQ+1 и 1 кбар, соответствующий наблюдаемому, но не объясняющий высокомагнезиальный оливин и Cr-шпинель; (в) — порядок кристаллизации модифицированного состава, обр. РД4*2 (L*): ликвидусная ассоциация оливина (Fo_{91})—Cr-шпинель до 1000°C, удаление остаточного L* и поступление новой порции толеитового расплава L типа обр. РД2.

моделирования (Кривошукская и др., 2009), оливин $Fo_{80,2}$, типичный для норильских интрузивов, кристаллизуется из родительского расплава с 7.27 мас. %

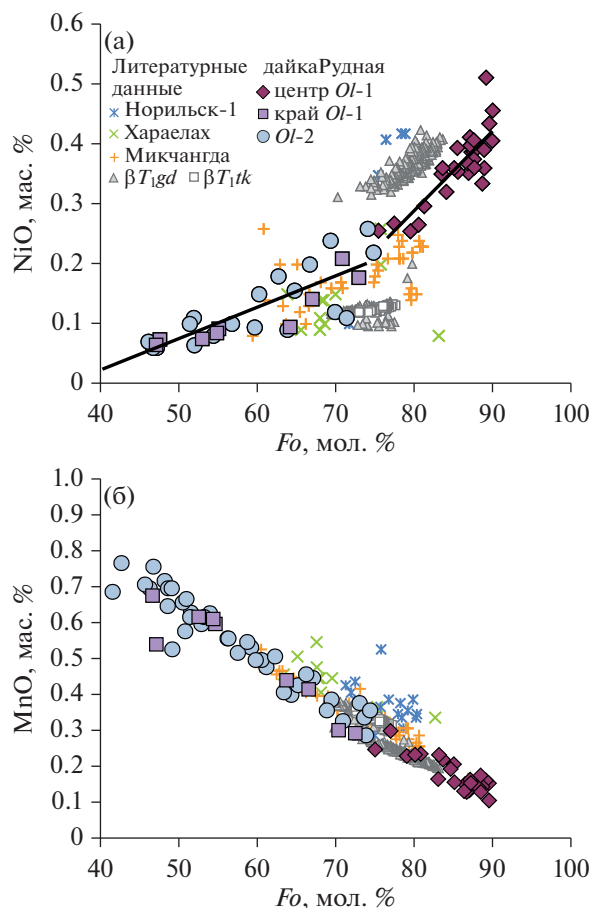


Рис. 12. Составы оливина дайки Рудная на диаграммах $Fo-NiO$ (а) и $Fo-MnO$ (б) в сравнении с составами оливина норильских интрузивов: Норильск-1 и Хараелакский по (Sluzhenikin et al., 2020), Микчангдинский по (Кривошукская и др., 2009) и с составами оливина из базальтов гудчихинской (βT_{1gd}) и туклонской (βT_{1tk}) свит по (Соболев и др., 2009).

MgO . Более раннее моделирование (Днепрова и др., 1987), однако, хорошо воспроизводило зональность рудоносных интрузивов в рамках конвективно-кумуляционной модели с 12.3 мас. % MgO в родительском расплаве, основываясь на среднем составе интрузивов.

Наше моделирование показывает возможность кристаллизации ассоциации хромит + оливин (Fo_{91}) из исходного расплава, как минимум, с 9.2 мас. % MgO и 1.6 мас. % H_2O , но этот расплав не был родительским для основной массы пород дайки Рудная. Краевые зоны $Ol-1$ (Fo_{75-47}), отделенные слабо резорбированными границами от высокомагнезиального ядра Fo_{90-75} , имеют такой же состав как $Ol-2$ основной массы (Fo_{74-36}), что говорит о их синхронной кристаллизации. Слабо выраженная резорбция в зональности оливина отражает переуравновешивание зон ядра и каймы за счет диффузии при остывании (Shea et al.,

2015). Составы $Ol-2$ и кайм $Ol-1$ ложатся на тренды составов оливина рудоносных интрузивов района (рис. 12), тогда как составы центральных зон $Ol-1$ образуют крутой тренд на диаграмме $Fo-NiO$, свидетельствующий о более высокой величине Ni/Mg в его родительском расплаве. Совокупность данных говорит в пользу того, что ядра зерен оливина Fo_{75-90} являются ксенокристами, захваченными более поздними порциями расплава либо в промежуточном коровом очаге, либо в канале-проводнике.

Содержание никеля в оливине отражает состав источника и историю сульфидного насыщения, где фракционирование Ni между оливинном и сульфидным расплавом зависит от фугитивности кислорода и растет с ростом содержания Ni в сульфидном расплаве (Barnes et al., 2013). Высокое содержание NiO 0.5 мас. % в $Ol-1$ не согласуется с низкой никелистостью сульфидных ассоциаций дайки Рудная и предполагает, что этот оливин не обменивался с сосуществующим сульфидным расплавом.

Схожее содержание NiO 0.4 мас. % характерно для оливина Fo_{82-84} из базальтов гудчихинской свиты (Рябов и др., 2001; Кривошукская, 2014), которая присутствует в разрезе Имангдинского узла и сечется дайкой (Шадрин и др., 1986). По данным расплавных включений, родительские пикритовые расплавы гудчихинской свиты в равновесии с оливинном содержали 11–14 мас. % MgO (Соболев и др., 2009), а концентрация серы в них не достигала уровня сульфидного насыщения. Пикритовые базальты вмещающей дайки туклонской свиты также содержат оливин до Fo_{82-84} , но обедненный Ni (<0.2 мас. % NiO ; Рябов и др., 2001). Таким образом, ксенолиты пикритов, равно как и пикритовых габбродолеритов дифференцированных интрузивов, а также окружающих дайку базальтов, не могли быть источником ксенокристов $Ol-1$ дайки Рудной, который кристаллизовался до достижения сульфидной несмесимости в несущем его расплаве (рис. 12).

Условия образования сульфидных глобул

При достижении сульфидного насыщения в силикатном расплаве происходит аккумуляция несмесимой сульфидной жидкости в капли. Изначально сульфидные капли имеют сферическую форму, но они могут делиться на более мелкие под влиянием динамического воздействия ламинарных и турбулентных течений в магматической камере (Barnes et al., 2017), что не отмечается в породах дайки. Морфология сульфидных обособлений отражает степень кристаллизации силикатного матрикса – глобулы формируются при закалочной кристаллизации сульфидных капель в силикатной жидкости, тогда как интерстициальные

сульфиды заполняют межзерновое пространство силикатов. Неровная граница многих сульфидных глобул дайки Рудной отражает присутствие силикатов, в основном лейст плагиоклаза, в момент застывания сульфидов.

В ходе кристаллизации сульфидного расплава происходит последовательное образование богатого железом моносульфидного твердого раствора (Mss) (Kullerud et al., 1969), затем магнетита, в природных системах с кислородом, и промежуточного твердого раствора (Iss) (Cabri, 1973). Высокотемпературный полиморф пентландита (high pentlandite) может кристаллизоваться путем перитектической реакции между сульфидным расплавом и Mss (865°C) или эвтектически из расплава (750°C) (Kitakaze et al., 2016). Приуроченность зерен порфириовидного *Pn*-1 к контакту Mss и Iss свидетельствует в пользу первого механизма, тогда как нахождение зерен *Pn*-3 в поле развития Iss — в пользу второго. Ниже солидуса (~400°C) Mss превращается в минералы группы пирротина локально с ламеллями распада *Pn*-2 (Kullerud et al., 1969), Iss — в сульфиды меди и *Pn*-3 (Cabri, 1973), высокотемпературный пентландит трансформируется в свой низкотемпературный полиморф (Kitakaze et al., 2016).

Расслоенные сульфидные капли, как следствие процесса фракционной кристаллизации, были описаны в различных минерализованных телах (Prichard et al., 2004; Vishnevsky, Cherdantseva, 2016; Barnes et al., 2017; Пшеницын и др., 2020) и являются яркой текстурной характеристикой основной расслоенной серии норильских интрузивов (Генкин и др., 1981; Дистлер и др., 1988; Barnes et al., 2006). Ассоциация сульфидов с минералами, богатыми флюидными компонентами, и образование “флюидной шапочки” обусловлены, скорее всего, физической адгезией флюида на сульфидных каплях и указывают на сосуществование флюида и сульфидной жидкости (например, Gritsenko et al., 2022). Наблюдаемые сульфидные глобулы в нижних частях миндалин (“капля в капле” на рис. 5а) однозначно говорят о раннемагматической (выше 1000°C) дегазации расплава, где выделяющийся флюид аккумулировался на незастывших сульфидных каплях.

Гало халькопирита вокруг глобул третьего типа идентично текстурам сульфидных глобул, описанных в (Prichard et al., 2004) в базитовых дайках в Уругвае и в (Пшеницын и др., 2020) в пикродолеритах эндоконтакта Йоко-Довыренского массива. Компьютерная томография (Пшеницын и др., 2020) показала, что каждый сульфидный вкрапленник представлял собой закрытую систему, а окружающее гало было сформировано в результате импрегнации остаточной жидкости в неполностью раскристаллизованный силикатный матрикс. Изолированное положение отдельных сульфидных

глобул всех трех типов в породах дайки Рудная подтверждается наблюдениями в аншлифах, а халькопиритовый состав гало указывает на более раннюю кристаллизацию ассоциации кубанит-халькопирит по сравнению с мономинеральным халькопиритом гало. Структура импрегнированных сульфидов в гало отличается от структуры замещения интерстициальных сульфидов по краям глобул вторичными силикатами (Sluzhenikin et al., 2020) тем, что сульфиды занимают позицию интеркумулусного клинопироксена в офитовом каркасе.

Таким образом, преимущественно халькопирит-кубанитовые составы сульфидных глобул отражают первичный высокомедистый состав микропорций сульфидной жидкости, которая сосуществовала с раннемагматическим флюидом и силикатным расплавом с варьирующей пропорцией фенокристов. Глобулярные и интерстициальные сульфиды представляют собой продукты силикатно-сульфидной несмесимости при разных степенях раскристаллизации силикатного матрикса.

Высокомедистые сульфиды дайки Рудная и их платиноносность

При фракционной кристаллизации сульфидной жидкости Os, Ir, Rh, Re, Ru аккумулируются в Mss, а Cu, Pd, Pt, Au, Ag, TABS (Te, As, Bi, Sb, Sn) остаются в расплаве (Liu, Brenan, 2015). При понижении температуры ЭПГ формируют собственные минералы, а Pd может обогащать пентландит (Duran et al., 2017; Brovchenko et al., 2020), замещая атомы никеля в его структуре (Brovchenko et al., 2023). Распределение ЭПГ в породах дайки Рудная характеризуется резкой обедненностью Ir, Os, Ru, Rh по сравнению с Pt, Pd, Au, что согласуется с малой пропорцией продуктов Mss среди сульфидов. Низкий ЭПГ тенор сульфидов при высоких Cu/Ni и Cu/Pd значениях указывает на низкий R-фактор, т.е. малую степень обмена между сульфидной и силикатной жидкостями.

Расслоенные сульфидные капли в пикритовых габбродолеритах норильских месторождений имеют соотношение производных Mss и Iss 50 на 50, иногда с преобладанием Mss (Barnes et al., 2006). Это согласуется с пониженными Cu/Ni = 1.2–3.1 в норильских вкрапленных рудах по сравнению с высокими Cu/Ni значениями от 5 до 15 в породах дайки с глобулярными сульфидами.

На относительное обогащение этого медистого сульфидного расплава железом указывают низкосернистый парагенезис сульфидов — троилит—гексагональный пирротин—высоко-Fe пентландит и магнетитовые оторочки вокруг глобул. Перекристаллизация или наложенная “кубанитизация” ранних сульфидов (например, Tuba et al., 2014) с

твердофазным замещением кубанитом как халькопирита, так и пирротина не исключена для кубанитовых типов руд норильских месторождений (Дистлер и др., 1988). Однако экспериментальные работы также подтверждают кристаллизацию изокубанита, как высокотемпературного предшественника кубанита, непосредственно из сульфидного расплава, а также в ходе перитектических реакций в сульфидных системах с $\text{Cu/Ni} > 9$ (Sinyakova et al., 2016). В сульфидных ассоциациях дайки Рудная отсутствуют признаки замещения кубанитом производных Mss, и ламелли халькопирита в кубаните встречаются чаще, чем структуры распада в халькопирите, что контролируется как температурой, так и скоростью остывания (Cabri, 1973), т.е. длительностью диффузионного переноса в сульфидной матрице при $< 200^\circ\text{C}$. Текстуры наблюдения показывают, что исключительно низкая пропорция продуктов кристаллизации Mss в сульфидных ассоциациях дайки Рудная отражает первичный высокомедистый состав сульфидной жидкости и не является результатом твердофазного замещения.

Сульфидная жидкость с высокой величиной Cu/Ni могла сформироваться в ходе нескольких процессов: 1) как остаточный расплав при кристаллизации Mss на глубине; 2) при контаминации расплава осадочным материалом, обогащенным Cu; 3) при захвате фракции высокомедистых сульфидов при прохождении магм дайки через минерализованный интрузив или камеру кристаллизации; 4) при обеднении расплава Ni за счет отложения оливиновых кумулатов на глубине. Возможность раннего образования Mss ограничивается низким содержанием серы в неминерализованных разностях и в закаленных контактах дайки, что подкрепляется данными КОМАГМАТ-моделирования по кумулятивному накоплению сульфидов в минерализованных породах.

Второй процесс подразумевает быструю сегрегацию сульфидов в ходе внедрения в течение часов и дней, что согласуется с экспериментальными данными по высоким скоростям экстракции металлов в расплав (например, Горбачев и др., 2021), но данные по повышенным концентрациям меди в осадочных породах отсутствуют. Геохимические характеристики сульфидов дайки Рудная отличаются от таковых из близлежащих рудоносных интрузивов, что делает маловероятным предположение о том, что она является их выводящим каналом, но не исключает ее пространственной вовлеченности в общую проточную систему. Дифференцированный состав магмы, родительской для основного матрикса дайки, хорошо соотносится с обедненностью Ni комагматичного сульфидного расплава в рамках четвертого сценария.

Источники вещества дайки Рудная

Закономерное обогащение сульфидов тяжелым изотопом по мере увеличения массы сульфидных руд в рудоносных интрузивах Норильского района (Grinenko, 1985) свидетельствует в пользу прогрессирующей ассимиляции изотопно-тяжелой серы из палеозойских эвапоритов (Гриненко, Степанов, 1985; Grinenko, 1985; Arndt et al., 2003; Кетров и др., 2022). Альтернативный мантийный, по определению гомогенный, источник изотопно-тяжелых сульфидов (Кривоуцкая, 2014; Yao, Mungall, 2021) не согласуется с этой закономерностью, а также с дискретностью изотопных составов серы рудоносных интрузивов, внедрившихся на разных стратиграфических уровнях, и вариациями в их вертикальных разрезах (Кетров и др., 2022). Минерализованные интрузивы Имангдинского узла характеризуются разбросом значений $\delta^{34}\text{S}$ от 0.1 до 16‰ (Гриненко, Степанов, 1985), связанным с различием в составе вмещающих пород на разных уровнях внедрения, но также отражающим разную степень неравновесия и контаминации. Последнее подтверждается прямой корреляцией между содержанием серы в породах и изотопным составом серы сульфидов (Гриненко, Степанов, 1985), а также наибольшим обогащением тяжелым изотопом 15–16‰ вкрапленных руд верхнего и нижнего эндоконтактов с наиболее высоким содержанием серы. Изотопный состав сульфидов дайки Рудная (от 12 до 16‰ со средним $\delta^{34}\text{S} = 14.7 \pm 1.1\text{‰}$, $n = 31$) наиболее близок именно к таким составам изотопно-тяжелых сульфидов в эндоконтактах имангдинских интрузивов по (Гриненко, Степанов, 1985).

Гомогенные Sr-Nd изотопные характеристики габбродолеритов не зависят от варьирующей пропорции сульфидов (табл. 4, 5). Значения ϵ_{Nd} , близкие к хондритовым, попадают в диапазон составов рудоносных интрузивов норильского типа. На диаграмме $\text{Sr}_i - \epsilon_{\text{Nd}}$ (рис. 13) составы последних формируют так называемый норильский тренд (Arndt et al., 2003), характеризующийся возрастанием значений Sr_i в направлении поля изотопных составов вмещающих осадочных пород (Pang et al., 2013) при сравнительном постоянстве изотопного состава Nd со средним значением $\epsilon_{\text{Nd}} = 1.0 \pm 1.0$ ($n = 139$, Kostitsyn et al., 2023). Значения Sr_i для пород дайки находятся в диапазоне 0.7052–0.7053, однако ниже таковых в рудоносных интрузивах, включая и ближайший Имангдинский интрузив, где Sr_i варьирует от 0.7055 до 0.7078 (Изотопная геология ..., 2017) в рамках норильского тренда. Изотопные данные предполагают, что магмы дайки родственны магмам интрузивов норильского типа как наименее контаминированные составы в рамках тренда. Ранее в (Arndt et al., 2003) авторы пришли к выводу, что широкий диапазон изотопного состава Sr рудоносных интрузивов связан с

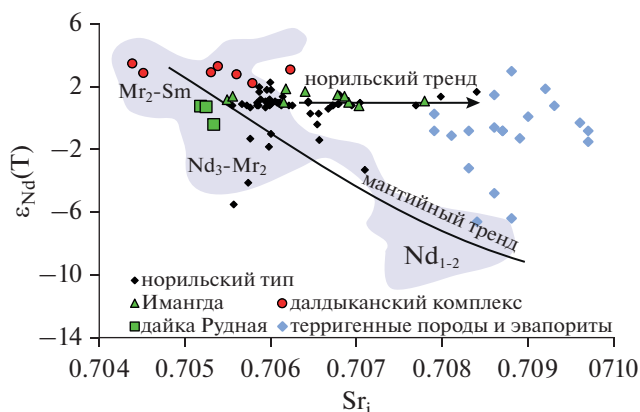


Рис. 13. Sr-Nd изотопная систематика пород дайки Рудная в контексте литературных данных по интрузивным и вулканическим породам Норильского района. Размер символа превышает размер погрешности определения. На рисунке показано поле составов базальтов надеждинской (Nd), моронтовской (Mg) и вплоть до самоедской (Sm) свит по (Lightfoot et al., 1993; Hawkesworth et al., 1995; Arndt et al., 2003). Составы осадочных пород девонского разреза взяты из (Pang et al., 2013). Составы рудоносных интрузивов, Имангдинского интрузива и далдыканского комплекса — по (Hawkesworth et al., 1995; Arndt et al., 2003; Изотопная геология ..., 2017). Мантийный тренд (Arndt et al., 2003) обозначает линию смешения мантийных магм и континентальной коры в глубинных промежуточных очагах.

местной контаминацией, в том числе и с ассимиляцией ангидрита, ответственной за изотопно-тяжелый состав серы. Несмотря на очевидные признаки контаминации, локализация дайки в базальтах минимизировала влияние постмагматических флюидов, обильных при контактовом метаморфизме осадочных пород и во многом определяющих радиогенные Sr характеристики рудоносных интрузивов. Рисунок 13 демонстрирует, что Sr-Nd изотопные характеристики пород дайки контрастно отличаются от таковых для далдыканского комплекса (Sr_1 от 0.7043 до 0.7062, ϵ_{Nd} от 2.2 до 3.5 по Hawkesworth et al., 1995; Изотопная геология ..., 2017), что не позволяет отнести дайку Рудная к этому самому молодому интрузивному комплексу района.

ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Дайка Рудная образовалась в постнадеждинское время и по своим Sr-Nd изотопным характеристикам комагматична дифференцированным интрузивам норильского типа. Дайка содержит ксенокристы высокомагнезиального высоконикелистого оливина, состав которого не имеет аналогов среди известных интрузивных и вулканических образований Норильского рудного района и свидетельствует о существовании на глубине кумулатов пикритовых магм не истощенных по

халькофильным элементам. Высокое содержание Ni в оливине Fo_{90} указывает на отсутствие обмена его родительского пикритового расплава с сульфидной жидкостью, что предполагает захват ксенокристов Ol-1 в глубинном канале мигрирующим толеитовым расплавом, недосыщенным по сульфидной сере. Сульфидное насыщение в этом расплаве достигалось уже в верхнекоревой проточной системе, локализованной в палеозойских эвапоритовых толщах, за счет ассимиляции осадочной серы: на это указывает изотопно-тяжелый состав серы сульфидов, аналогичный изотопному составу сульфидов из эндоконтактных зон имангдинских интрузивов, залегающих в девонских эвапоритах.

Медистый состав минерализации с высокой величиной Cu/Ni согласуется с низкомагнезиальным обогащенным Fe толеитовым составом расплава родительского для основной массы дайки и низконикелистого Ol-2. Специфические геохимические параметры минерализации (высокие значения Cu/Ni и Cu/Pd, низкий ЭПГ тенор, относительно низкие содержания халькофильных элементов в пентландите и других сульфидах) говорят о сравнительно низкой степени сульфид-силикатного обмена по сравнению с типичной для минерализации в рудоносных интрузивах. Намечающаяся корреляция между обогащенностью сульфидов примесями и обеднением их тяжелым изотопом серы с ростом R-фактора, наряду с данными по изотопной гетерогенности и сосуществованию сульфидов и сульфата в глобулах, указывает на недостижение химического и изотопного равновесия из-за быстрой кристаллизации и гетерогенного состояния магмы. Присутствие разнообразных ксенолитов и ксенокристов, обособляющихся сульфидных ксенорасплавов и ксенофлюидов (по определению Leshner, 2017) существенно затрудняет мобильность магмы в узком канале. Таким образом, проявление минерализации ЭПГ в виде собственных минералов и в виде твердых растворов Pd в пентландите, скорее, отражает изначально повышенный фон этих элементов в магме, что дополнительно подчеркивает ее комагматичность с магмами норильского типа, продуктивными по ЭПГ.

Благодарности. Авторы благодарны Т.А. Веливецкой и А.В. Игнатьеву (ДВГИ ДВО РАН) за анализы изотопного состава серы сульфидов методом Фс-ЛА-ГХ/МС, А.И. Якушеву (ИГЕМ РАН) — за выполнение анализа методом РФА, Н.Н. Кошляковой (МГУ им. М.В. Ломоносова) и В.И. Таскаеву (ИГЕМ РАН) за помощь при проведении анализа составов минералов, В.Д. Абрамовой — за помощь с ЛА-ИСП-МС, В.А. Радько и В.В. Ситникову за экспертные консультации по геологии Имангдинского района, А.Г. Полозову и двум анонимным рецензентам за полезные замечания. Авторы особо признательны руководству Норильск Никель Тех-

нические Сервисы за разрешение опубликовать данные компании и поддержку научных исследований коллектива.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке гранта Российского Научного Фонда № 21-17-00119. Исследования в ГЕОХИ выполнены в рамках Госзадания ГЕОХИ РАН № FMUS-2019-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д. и др. Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений. М.: Наука, 1981. 235 с.
- Горбачев Н.С., Шаповалов Ю.Б., Костюк А.В. и др. Фазовые соотношения в системе Fe–S–C при $P = 0.5$ ГПа, $T = 1100–1250^\circ\text{C}$: расслоение Fe–S–C-расплава и его роль в формировании магматических сульфидных месторождений // Докл. АН. 2021. Т. 497. № 1. С. 23–29.
- Гриненко Л.Н., Степанов В.К. Изотопные соотношения и содержания серы в дифференцированных интрузиях Имангдинского рудного узла // Геохимия. 1985. № 10. С. 1406–1416.
- Дистлер В.В., Гроховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л. и др. Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 1988. 230 с.
- Днепровская М.Б., Френкель М.Я., Ярошевский А.А. Количественная модель формирования расслоенности Талнахского интрузива // Построение моделей рудообразующих систем. Новосибирск: Наука, 1987. С. 96–106.
- Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Наука, 1988. 279 с.
- Золотухин В.В., Шедрин Н.Ф. Дифференцированные интрузии Имангдинского рудного узла. Новосибирск: Наука, 1977. 135 с.
- Изотопная геология норильских месторождений / Под ред. О.В. Петрова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2017. 348 с.
- Карандашев В.К., Хвостиков В.А., Носенко С.Ю., Бурмий Ж.П. Использование высокообогащенных стабильных изотопов при анализе образцов горных пород, грунтов, почв и донных отложений методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2016. Т. 82. № 7. С. 6–15.
- Кетров А.А., Юдовская М.А., Шелухина Ю.С. и др. Источники и эволюция изотопного состава серы сульфидов Хараелахского и Пясино-Вологодчанского интрузивов (Норильский рудный район) // Геология рудн. месторождений. 2022. Т. 64. № 6. С. 657–686.
- Кривоуцкая Н.А. Мантийная природа изотопно-тяжелой серы в рудах Норильских месторождений // Докл. АН. 2014. Т. 454. № 3. С. 319–319.
- Кривоуцкая Н.А., Соболев А.В., Кузьмин Д.В., Свирская Н.М. Уникальные зональные оливины из ультрабазит-базитового массива Норильского района // Докл. АН. 2009. Т. 429. № 4. С. 518–522.
- Пишеницын И.В., Аришкин А.А., Николаев Г.С. и др. Морфология, минералогия и состав сульфидных капель в пикродолеритах из придонных апофиз Йоко-Довыренского расслоенного интрузива // Петрология. 2020. Т. 28. № 3. С. 280–297.
- Радько В.А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 226 с.
- Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. Новосибирск: Нонпарель, 2001. 408 с.
- Служеникин С.Ф., Малич К.Н., Юдовская М.А. и др. Нижнеталнахский тип интрузивов в Норильском рудном районе // Петрология. 2023. Т. 31. № 5.
- Соболев А.В., Кривоуцкая Н.А., Кузьмин Д.В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции // Петрология. 2009. Т. 17. № 3. С. 276–310.
- Туровцев Д.М. Контактный метаморфизм Норильских интрузий. М.: Науч. мир, 2002. 319 с.
- Чайка И.Ф., Изох А.Э., Калугин В.М. и др. Оливин и хромшпинелиды месторождения Норильск-1: особенности состава и петрологические следствия // Гео-сферные исследования. 2022. № 2. С. 78–100.
- Шадрин Л.М., Федоренко В.А., Сухарева М.С. и др. Выявление и геолого-петрологическое исследование апофиз дифференцированных интрузий Норильского района с целью поисков никеленосных массивов и их ветвей, перспективных на богатые руды. Норильск: Фонды НКГРЭ, 1986.
- Шевко А.Я., Смирнов С.З., Калугин В.М., Гора М.П. Идентификация боратов интрузии Норильск-1 с использованием рамановской спектроскопии // Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания по петрологии и геодинамике геологических процессов. 06–13 сентября 2021. Иркутск. 2021. Т. 3. С. 234–237.
- Шедрин Н.Ф., Золотухин В.В. О дайках долеритов и габбродолеритов в Имангдинском районе (северо-западный борт Тунгусской синеклизы) и их поисковом значении на сульфидные медно-никелевые руды // Геология и геофизика. 1980. № 3. С. 35–48.
- Ariskin A.A., Bychkov K.A., Nikolaev G.S., Barmina G.S. The COMAGMAT-5: Modeling the effect of Fe–Ni sulfide immiscibility in crystallizing magmas and cumulates // J. Petrol. 2018. V. 59. № 2. P. 283–298.
- Arndt N.T., Czamanske G.K., Walker R.J. et al. Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk-Talnakh Cu–Ni–PGE sulfide deposits // Econom. Geol. 2003. V. 98. № 3. P. 495–515.
- Barnes S.J., Mungall J.E. Blade-shaped dikes and nickel sulfide deposits: A model for the emplacement of ore-bearing small intrusions // Econom. Geol. 2018. V. 113. № 3. P. 789–798.
- Barnes S.-J., Cox R.A., Zientek M.L. Platinum-group element, gold, silver and base metal distribution in compositionally zoned sulfide droplets from the Medvezhy Creek mine, Norilsk, Russia // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 152. P. 187–200.
- Barnes S.J., Godel B., Gürrer D. et al. Sulfide-olivine Fe–Ni exchange and the origin of anomalously Ni rich magmatic sulfides // Econom. Geol. 2013. V. 108. № 8. P. 1971–1982.
- Barnes S.J., Mungall J.E., Le Vaillant M. et al. Sulfide-silicate textures in magmatic Ni–Cu–PGE sulfide ore deposits: Disseminated and net-textured ores // Amer. Mineral. 2017. V. 102. № 3. P. 473–506.
- Belousov A., Belousova M., Edwards B. et al. Overview of the precursors and dynamics of the 2012–2013 basaltic fissure

- eruption of Tolbachik Volcano, Kamchatka, Russia // J. Volcanol. Geothermal Res. 2015. V. 307. P. 22–37.
- Brovchenko V.D., Sluzhenikin S.F., Kovalchuk E.V. et al. Platinum group element enrichment of natural quenched sulfide solid solutions, the Norilsk-1 deposit, Russia // Econom. Geol. 2020. V. 115. № 6. P. 1343–1361.
- Brovchenko V., Merkulova M., Sittner J. et al. X-ray absorption records of Pd²⁺ on Ni site in pentlandite // Amer. Mineral. 2023.
<https://doi.org/10.2138/am-2022-8704>
- Cabri L.J. New data on phase relations in the Cu–Fe–S system // Econom. Geol. 1973. V. 68. P. 443–454.
- DePaolo D.J., Wasserburg G.J. Nd isotopic variations and petrogenetic models // Geophysical Res. Lett. 1976. V. 3. № 5. P. 249–252.
- Duran C.J., Barnes S.J., Pleše P. et al. Fractional crystallization-induced variations in sulfides from the Noril'sk-Talnakh mining district (polar Siberia, Russia) // Ore Geol. Rev. 2017. V. 90. P. 326–351.
- Gudmundsson A. Formation of dykes, feeder-dykes, and the intrusion of dykes from magma chambers // Bull. Volcanologique. 1984. V. 47. № 3. P. 537–550.
- Grinenko L.I. Sources of sulfur of the nickeliferous and barren gabbro-dolerite intrusions of the northwest Siberian platform // Int. Geol. Rev. 1985. V. 27. № 6. P. 695–708.
- Gritsenko Y.D., Kondrikova A.P., Gilbricht S. et al. Quantitative assessment of the relative roles of sulfide liquid collection, magmatic degassing and fluid-mediated concentration of PGE in low-sulfide ores of the Norilsk intrusions // Ore Geol. Rev. 2022. 105042.
- Hawkesworth C.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A. et al. Magma differentiation and mineralisation in the Siberian continental flood basalts // Lithos. 1995. V. 34. № 1–3. P. 61–88.
- Kitakaze A., Machida T., Komatsu R. Phase relations in the Fe–Ni–S system from 875 to 650°C // Canad. Mineral. 2016. V. 54. P. 1175–1186.
- Kostitsyn Y., Krivolutsкая N., Somsikova A.V. et al. Geochemical features of potentially ore-bearing mafic intrusions at the Eastern Norilsk Region and their relationships with lavas (NW Siberian Traps Province) // Minerals. 2023. V. 13. № 2. P. 213.
- Kullerud G., Yund R.A., Moh G.H. Phase relations in the Cu–Fe–S, Cu–Ni–S, and Fe–Ni–S systems // Econom. Geol. Monograph 4. 1969. P. 323–343.
- Latyshev A.V., Rad'ko V.A., Veselovskiy R.V. et al. Correlation of the Permian-Triassic ore-bearing intrusions of the Norilsk region with the volcanic sequence of the Siberian Traps based on the paleomagnetic data // Econom. Geol. 2020. V. 115. № 6. P. 1173–1193.
- Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J. et al. Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 114. P. 171–188.
- Liu Y., Brenan J. Partitioning of platinum-group elements (PGE) and chalcogens (Se, Te, As, Sb, Bi) between monosulfide-solid solution (Mss), intermediate solid solution (Iss) and sulfide liquid at controlled f_{O_2} – f_{S_2} conditions // Geochim. Cosmochim. Acta. 2015. V. 159. P. 139–161.
- Mavrogenes J.A., O'Neill H.S.C. The relative effects of pressure, temperature and oxygen fugacity on the solubility of sulfide in mafic magmas // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. № 7–8. P. 1173–1180.
- Naldrett A.J., Wilson A., Kinnaird J. et al. The origin of chromitites and related PGE mineralization in the Bushveld Complex: new mineralogical and petrological constraints // Mineral. Depos. 2012. V. 47. P. 209–232.
- Palme H., O'Neill H.S.C. Cosmochemical estimates of mantle composition // Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Treatise on Geochemistry (Second Edition). Oxford: Elsevier, 2014. V. 3. P. 1–39.
- Pang K.N., Arndt N., Svensen H. et al. A petrologic, geochemical and Sr–Nd isotopic study on contact metamorphism and degassing of Devonian evaporites in the Norilsk aureoles, Siberia // Contrib. Mineral. Petrol. 2013. V. 165. P. 683–704.
- Prichard H.M., Hutchinson D., Fisher P.C. Petrology and crystallization history of multiphase sulfide droplets in a mafic dike from Uruguay: implications for the origin of Cu–Ni–PGE sulfide deposits // Econom. Geol. 2004. V. 99. № 2. P. 365–376.
- Rakhimov I.R., Vishnevskiy A.V., Saveliev D.E. Geochemical evolution of PGE-sulfide mineralization of the Khudolaz differentiated complex in the South Urals: The role of R-factor and hydrothermal alteration // Ore Geol. Rev. 2021. V. 138. 104411.
- Ripley E.M., Li C. Sulfur isotope exchange and metal enrichment in the formation of magmatic Cu–Ni–(PGE) deposits // Econom. Geol. 2003. V. 98. № 3. P. 635–641.
- Sinyakova E., Kosyakov V., Distler V., Karmanov N. Behavior of Pt, Pd, and Au during crystallization of Cu-rich magmatic sulfide minerals // Canad. Mineral. 2016. V. 54. № 2. P. 491–509.
- Shea T., Lynn K.J., Garcia M.O. Cracking the olivine zoning code: Distinguishing between crystal growth and diffusion // Geology. 2015. V. 43. № 10. P. 935–938.
- Sluzhenikin S.F., Yudovskaya M.A., Barnes S.J. et al. Low-sulfide platinum group element ores of the Norilsk-Talnakh camp // Econom. Geol. 2020. V. 115. № 6. P. 1267–1303.
- Smith P.M., Asimow P.D. Adibat_1ph: a new public front-end to the MELTS, pMELTS, and pHMELTS models // Geochem. Geophys. Geosyst. 2005. V. 6.
<https://doi.org/10.1029/2004GC000816>
- Tuba G., Molnár F., Ames D.E. et al. Multi-stage hydrothermal processes involved in “low-sulfide” Cu–(Ni)–PGE mineralization in the footwall of the Sudbury Igneous Complex (Canada): Amy Lake PGE zone, East Range // Mineral. Depos. 2014. V. 49. № 1. P. 7–47.
- Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V., Yakovenko V.V. et al. An improved femtosecond laser-ablation fluorination method for measurements of sulfur isotopic anomalies ($\Delta^{33}\text{S}$ and $\Delta^{36}\text{S}$) in sulfides with high precision // Rapid Communications in Mass Spectrometry. 2019. V. 33. № 22. P. 1722–1729.
- Vishnevskiy A.V., Cherdantseva M.V. Merenskyite and other precious metal minerals in sulfide blebs from the Rudny ultramafic-mafic intrusion, Northwest Mongolia // Canad. Mineral. 2016. V. 54. № 2. P. 519–535.
- Warr L.N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineral. Mag. 2021. V. 85. № 3. P. 291–320.
- Yao Z., Mungall J.E. Linking the Siberian Flood Basalts and Giant Ni–Cu–PGE Sulfide Deposits at Norilsk // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2021. V. 126. № 3. e2020JB020823.
- Zelensky M., Kamenetsky V.S., Nekrylov N. et al. Textural, morphological and compositional varieties of modern arc sulfides: a case study of the Tolbachik volcano, Kamchatka // Lithos. 2018. V. 318. P. 14–29.

Sources of Cu-Rich Sulfide Mineralization and high-Ni Olivine of the Rudnaya Dyke (Imangda Junction, Norilsk Region): Based on Compositional, Isotope and Model Data

V. D. Brovchenko¹, I. A. Kirillina¹, M. A. Yudovskaya^{1,2}, G. Costin³, I. V. Pshenitsyn⁴, E. V. Kovalchuk¹, Y. O. Larionova¹, Y. D. Gritsenko^{1,5}, A. A. Ketrov⁶, and S. F. Sluzhenikin¹

¹ *Institute of Geology of Ore Deposits Mineralogy, Petrography, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

² *CIMERA, School of Geosciences, University of Witwatersrand, Wits, South Africa*

³ *Department of Earth, Environmental and Planetary Sciences, Rice University, Houston, USA*

⁴ *Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

⁵ *Faculty of Geology, Moscow State University, Moscow, Russia*

⁶ *Norilsk Nickel Technical Services, St. Petersburg, Russia*

The Rudnaya dyke of the Imangda ore junction is composed of the weakly differentiated olivine-bearing to olivine gabbrodolerites with sulfide globules and disseminated sulfides of (pentlandite-pyrrhotite)-chalcopyrite-cubanite composition. Along with cogenetic sulfide mineralization, dyke's gabbrodolerites contain xenoliths of hornfelsed basalts, abundant amygdaloids and rare grains of zoned *Ol-1 Fo*₉₀₋₄₇ with 0.5–0.06 wt % NiO that coexist with subhedral olivine *Fo*₇₄₋₃₆ of the second generation. Modeling in the COMAGMAT and alphaMELTS programs showed that high-Mg olivine 1 with Cr-spinel inclusions could not be crystallized from a Fe-enriched tholeiitic magma that is parental for the dyke with 4.8–7.3 wt % MgO and 11.6–16.7 wt % total Fe₂O₃. The trend of variations and high Ni up to 0.5 wt. % in the cores of xenocrystic olivine *Fo*₉₀₋₇₆ in contrast to maximum *Fo*₈₃ and 0.4 wt. % NiO in olivine from the ore-bearing intrusions and picritic basalts of the Norilsk region point toward the presence of picritic cumulates, which magma had not exchanged with sulfide liquid. Platinum group element (PGE) abundances increase (up to 2.2 ppm) with Cu/Ni in the whole rocks as well as with proportions of pentlandite in a sulfide association. A specific chalcophile metal distribution, which is characterized by Ni, Os and Ir minima, elevated Cu/Ni (5–15) and Cu/Pd (3200–10900) as well as lower both PGE tenor of sulfides (2–65 ppm) and Pd content in pentlandite (<175 ppm) compared to typical of ore-bearing intrusions, suggests that Cu-rich sulfide mineralization was not mechanically captured from highly fractionated sulfide fractions of ore-bearing magmas but is cogenetic with a magma of the dyke. Sulfide saturation, near-simultaneous with fluid saturation and degassing, was achieved due to assimilation of sedimentary sulfur and volatiles from Devonian evaporites in the dyke conduit that is supported by the heavy S isotope composition of dyke's sulfides with the average $\delta^{34}\text{S} = 14.7 \pm 1.1\text{‰}$ ($n = 31$), close to the values in sulfides from the endocontact zones of the ore-bearing Imangda intrusions hosted by Devonian strata. The initial isotopic characteristics of dyke's rocks (Sr_i 0.70517–0.70532, ϵ_{Nd} from –0.4 to 0.8) imply its comagmatic origin with the Norilsk-type intrusions whereas the overall data do not exclude even its spatial connection with an upper crustal conduit system of the ore-bearing magmas.

Keywords: Imangda ore junction, Rudnaya dyke, PGE, magmatic sulfides, xenocrystic olivine, assimilation, COMAGMAT, alphaMELTS