

УДК 553.2, 553.3

DOI: 10.24930/2500-302X-2026-26-3-745-780

Сравнительная минералого-геохимическая характеристика и рудный потенциал мафит-ультрамафитовых массивов Икчука и Дюкали (Хабаровский край)

Б. Б. Левочский^{1,2}, Т. Ю. Якич³, Т. В. Тимкин³, Д. В. Левочская¹, Д. С. Толкачева³

¹Хабаровский филиал АО “Полиметалл УК”, 680000, г. Хабаровск, ул. Муравьева-Амурского, 18

²Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 680000, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65

³Национальный исследовательский Томский политехнический университет, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30, e-mail: yakichtu@tpu.ru

Поступила в редакцию 16.12.2025 г., принята к печати 04.05.2026 г.

Объект исследования. Мафит-ультрамафитовые массивы Икчука (≈ 16 км²) и Дюкали (≈ 30 км²), расположенные в Центральном Сихотэ-Алине (Хабаровский край), сформированы в условиях аккреционно-коллизийной тектоники. **Цель.** Сравнить минералого-геохимические особенности массивов, определить их формационную принадлежность и выявить факторы, контролируемые формирование различных типов рудной минерализации. **Материалы и методы.** Проанализировано более 4600 литогеохимических проб (ИСП-МС/АЭС после четырехкислотного разложения), выполнены микроскопия, рентгенофазовый анализ, ИК-Фурье спектроскопия, сканирующая электронная микроскопия с ЭДС. Применены непараметрические статистические тесты (Манна-Уитни), дискриминантный и факторный анализы (STATISTICA), а также геотермобарометрия по антимониту. **Результаты.** Установлено, что ультрамафитовая часть массива Икчука представляет собой тектоническую пластину мантийного рестита, выведенную на дневную поверхность в ходе аккреционно-коллизийных событий. Массив Дюкали, напротив, сформирован как продукт магматической дифференциации, где локальная гибридизация ультрамафитовых и габброидных расплавов в приконтактных зонах обеспечила ликвидацию сульфидного расплава и первичную концентрацию ЭПГ. В массиве Икчука доминирует эпигенетическая Ni-Bi-Pb-минерализация (паркерит, маухерит, кобальтин) на фоне Cu-Fe сульфидов, а в Дюкали – малосульфидная ЭПГ-ассоциация (кабриит, ирарсит, томамазит, потарит, татьянаит, станнопаладинит, спериллит). В платиноносных зонах массива Дюкали отношение $\text{Cr/Ni} = 4.16\text{--}5.0$ и $\text{Pt/Pd} = 1.94\text{--}2.25$, что согласуется с моделью локальной гибридизации ультрамафитовых и габброидных расплавов в приконтактных участках. Платиноносные ассоциации формировались в ходе двухэтапного процесса: 1) экстракция платиноидов из высокоэволюционированного базальтового расплава при $T \approx 1000\text{--}1200$ °C и $P = 3\text{--}20$ кбар; 2) их переотложение на пневматолито-гидротермальной стадии при снижении температуры от 480–650 до ≈ 250 °C. Выявлено критическое участие Cl-содержащих флюидов (Cl-апатит, флогопит, хлорит). **Выводы.** Массивы представляют две геохимически обособленные системы. Наибольший рудный потенциал в отношении ЭПГ-минерализации имеет массив Дюкали, где малосульфидное ЭПГ-оруденение генетически связано с контактными плагиоперидотитами и последующей пневматолито-гидротермальной переработкой.

Ключевые слова: мафит-ультрамафитовые массивы, Центральный Сихотэ-Алинь, формационная принадлежность, ЭПГ-минерализация, хромшпинелиды, антимонит, геотермобарометрия

Источник финансирования

Исследование выполнено частично при поддержке ГЗ Наука FSWW-2023-0010 “Комплексные исследования на базе природных геологических лабораторий”

Comparative Mineralogical and Geochemical Characteristics and Ore Potential of the Ikchuka and Dukaly Mafic–Ultramafic Massifs (Khabarovsk Krai)

Boris B. Levochskii^{1,2}, Tamara Yu. Yakich³, Timofey V. Timkin³, Darya V. Levochskaia¹, Darya S. Tolkacheva³

Для цитирования: Левочский Б.Б., Якич Т.Ю., Тимкин Т.В., Левочская Д.В., Толкачева Д.С. (2026) Сравнительная минералого-геохимическая характеристика и рудный потенциал мафит-ультрамафитовых массивов Икчука и Дюкали (Хабаровский край). *Литосфера*, 26(3), 745–780. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2026-26-3-745-780>. EDN: DKWBVX

For citation: Levochskii B.B., Yakich T.Yu., Timkin T.V., Levochskaia D.V., Tolkacheva D.S. (2026) Comparative Mineralogical and Geochemical Characteristics and Ore Potential of the Ikchuka and Dukaly Mafic–Ultramafic Massifs (Khabarovsk Krai). *Lithosphere (Russia)*, 26(3), 745–780. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2026-26-3-745-780>. EDN: DKWBVX

© Б.Б. Левочский, Т.Ю. Якич, Т.В. Тимкин, Д.В. Левочская, Д.С. Толкачева, 2026

¹Khabarovsk branch of Polymetal UK JSC, 18 Muravyov-Amursky st., Khabarovsk 680000, Russia²Yu. A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, FEB RAS, 65 Kim-Yu-Chen st., Khabarovsk 680000, Russia³National Research Tomsk Polytechnic University, 30 Lenin av., Tomsk 634050, Russia, e-mail: yakichtu@tpu.ru

Received 16.12.2025, accepted 04.05.2026

Research subject. The mafic–ultramafic massifs of Ikchuka (~16 km²) and Dukaly (~30 km²) located in the Central Sikhote-Alin (Khabarovsk Krai) formed under accretion–collision tectonic conditions. **Aim.** To compare the mineralogical and geochemical characteristics of the massifs, determine their formational affiliation, and identify factors controlling the formation of different types of ore mineralization. **Materials and methods.** Over 4600 lithogeochemical samples were analyzed (ICP–MS/AES after four-acid digestion). Microscopy, X-ray diffraction, FTIR spectroscopy, and scanning electron microscopy with EDS were carried out. Nonparametric statistical tests (Mann–Whitney), discriminant and factor analyses (Statistica), and geothermobarometry based on antigorite composition were applied. **Results.** The ultramafic part of the Ikchuka massif represents a tectonic slab of mantle restite exhumed to the surface during accretion–collision events. In contrast, the Dukaly massif formed as a product of magmatic differentiation, where local hybridization of ultramafic and gabbroic melts in contact zones triggered sulfide liquid immiscibility and primary PGE concentration. Epigenetic Ni–Bi–Pb mineralization (parkerite, maucherite, cobaltite) against the background of Cu–Fe sulfides dominates in Ikchuka, whereas Dukaly hosts low-sulfide PGE assemblages (cabriite, irarsite, tomamaeite, potarite, tatianaite, stannopalladinite, sperrylite). In PGE-enriched zones of the Dukaly massif, Cr/Ni = 4.16–5.0 and Pt/Pd = 1.94–2.25, indicating hybridization between ultramafic and gabbroic melts in contact zones. The formation of PGE-bearing assemblages occurred via a two-stage process: (1) extraction of platinum-group elements from a highly evolved basaltic melt at $T \sim 1000\text{--}1200^\circ\text{C}$ and $P = 3\text{--}20$ kbar; and (2) their redeposition during a pneumatolytic–hydrothermal stage as temperatures decreased from 480–650°C to ~250°C. The critical involvement of Cl-bearing fluids (Cl-apatite, phlogopite, chlorite) is demonstrated. **Conclusions.** The massifs represent two geochemically distinct systems. The Dukaly massif exhibits the highest ore potential, as its low-sulfide PGE mineralization is genetically linked to contact plagioperidotites and followed by pneumatolytic–hydrothermal reworking.

Keywords: mafic–ultramafic massifs, Central Sikhote-Alin, formation affinity, PGE mineralization, chromian spinels, antigorite, geothermobarometry

Funding information

This study was partially supported by the State Assignment of Science project No. FSWW-2023-0010 "Integrated Studies Based on Natural Geological Laboratories"

Acknowledgements

We extend our special gratitude to the Polymetal Management JSC for providing geological materials and comprehensive support.

ВВЕДЕНИЕ

Мафит-ультрамафитовые массивы Центрального Сихотэ-Алиня представляют значительный интерес для понимания металлогении региона. В качестве объектов исследования выступают малоизученные массивы Икчука и Дюкали, расположенные в Комсомольском районе Хабаровского края. Геологическое и тектоническое положение массивов, а также приуроченность их к различным глубинным разломам усложняют их интерпретацию. Согласно геохимическим и изотопным данным Nd изучения становления орогенного пояса Сихотэ-Алиня, первичная континентальная кора имела "гибридную" природу, состоящую из ювенильных основных компонентов, поступивших в результате аккреции океанической литосферы, и переработанного осадочного мате-

риала, полученного в результате эрозии древних блоков (Khanchuk et al., 2016). По данным разных авторов, мафит-ультрамафитовые массивы Икчука и Дюкали представляют собой: 1) офиолитовые зоны (Зимин, 1973); 2) части единой гипербазит-габбро-гранитной серии (Изох и др., 1967); 3) массивы трещинного типа (Голозубов, 2006); фрагменты аккреционной призмы самаркинского террейна (Khanchuk et al., 2016; Zhao et al., 2017); трехфазные интрузивы (Юрченко, Добкин, 2020). Трехфазные массивы – это геологические структуры, являющиеся прямыми свидетелями сложных процессов, сопровождающих аккреционно-коллизийные события. Их формирование включает этапы магматической дифференциации, ассимиляции корового материала и взаимодействия с флюидами, что в совокупности предопределяет их рудный потенциал.

По мнению В.В. Голозубова (2006), массивы Икчука и Дюкали интерпретируются как тела трещинного типа, сформированные в обстановке субдукции. В отличие от своих рифтовых аналогов субдукционные интрузии трещинного типа обладают специфической морфологией и пространственным распределением, а их образование связано с локальными растягивающими напряжениями, изгибом погружающейся плиты или апвеллингом магм в вулканических дугах. Изучение таких структур имеет важное значение не только для реконструкции палеогеодинамических обстановок, но и для понимания механизмов транспорта магмы и процессов рудообразования в них. Критически важно выявление роли гранитоидных интрузий в перераспределении и концентрации рудных компонентов. Внедрение гранитоидов выступает мощным тепловым и флюидным импульсом, инициирующим метасоматическую переработку ранних ультрамафит-мафитовых ассоциаций с последующим формированием гидротермальных систем, ответственных за отложение рудной минерализации. В разрезе массивов Дюкали и Икчука выделяется ультрамафит-мафитовая ассоциация, представленная в первой фазе формирования дунитами, перидотитами и пироксенитами и сменяемая во второй фазе существенно подчиненными по объему габброидными образованиями (Изох и др., 1967). Породы массивов подверглись интенсивному метасоматическому преобразованию, проявленному в различных по своему характеру процессах: амфиболизации, серпентинизации, хлоритизации, отальковании и карбонатизации (Юрченко, Добкин, 2020). Эти процессы существенно изменили первичный минеральный состав пород, создав характерные метасоматические парагенезисы. Таким образом, комплексное исследование вещественного состава, последовательности становления и метасоматических преобразований в массивах Икчука и Дюкали позволит не только оценить их рудный потенциал, но и выявить общие закономерности магматического и постамагматического рудообразования в аккреционно-коллизонных системах Дальнего Востока. Буровых работ в пределах исследуемых массивов проведено не было, поэтому наглядных представлений о строении массивов на глубину на данный момент нет. Несмотря на сходное геологическое положение и возраст массивов, а также отнесение их к единому Гурского гипербазит-базитовому комплексу (Юрченко, Добкин, 2020), по нашим данным, эти массивы характеризуются отличительными геохимическими признаками, различным вещественным составом и характером минерализации, что определяет актуальность их сравнительного изучения. Современные исследования показывают, что формирование различных типов минерализации в подобных массивах часто связано со сложными про-

цессами магматической эволюции и последующего метасоматического преобразования (González-Jiménez et al., 2014; Barnes et al., 2005, 2016, 2022; Левочский и др., 2024б). В частности, воздействие гранитоидных магм на сформированные ультрамафитовые комплексы может приводить к образованию новых минеральных ассоциаций, содержащих как типоморфные для ультраосновных пород элементы (Ni, Cr, ЭПГ), так и компоненты, характерные для коровых источников (Bi, Sn, Pb) (Левочский и др., 2025д).

Целью настоящего исследования является определение формационной принадлежности массивов Икчука и Дюкали и их сравнительная минералого-геохимическая характеристика с оценкой факторов, контролирующих формирование различных типов минерализации, и определение их рудного потенциала на основе комплексного анализа.

Геолого-структурная позиция массивов Икчука и Дюкали

Мафит-ультрамафитовые массивы Икчука и Дюкали расположены в Комсомольском районе Хабаровского края на расстоянии 120 и 135 км к востоку от г. Комсомольск-на-Амуре на правом берегу р. Амур соответственно (рис. 1).

Дюкалинский массив приурочен к зоне дугообразного Анюйско-Таунгинского разлома, по которому граничит с терригенными отложениями Анюйской подзоны Центрально-Сихотэ-Алинской структурно-формационной зоны и Лужинской подзоны Восточно-Сихотэ-Алинской структурно-формационной зоны (см. рис. 1). Икчукинский массив по зоне широтного Гурского разлома контактирует на севере со складчатыми образованиями Тумнинской подзоны Восточно-Сихотэ-Алинской структурно-формационной зоны, на юго-востоке тектонически сочленяется с терригенными отложениями Анюйской подзоны Центрально-Сихотэ-Алинской структурно-формационной зоны (см. рис. 1–3).

Массив Икчука площадью около 16 км² расположен в междуречье Нижней Удаку и Гур, тогда как массив Дюкали (30 км²) приурочен к верхнему течению рек Дюкалькэ, Дюкали и Нижняя Дягдана (см. рис. 2–4). Оба массива относятся к Гурскому рудному району Центрально-Сихотэ-Алинской минерагенической зоны (см. рис. 1) (Сухов, 1994; Васкин, Роганов, 2007) и, по данным (Юрченко, Добкин, 2020), являются составной частью единого Гурского мафит-ультрамафитового комплекса нижнемелового возраста (см. рис. 2).

Массив *Икчука* пространственно и генетически связан с зоной широтного Гурского разлома, по морфологическим особенностям относится к типу трещинных интрузий (Голозубов, 2006). Падение интрузии, судя по наблюдениям в горных выра-

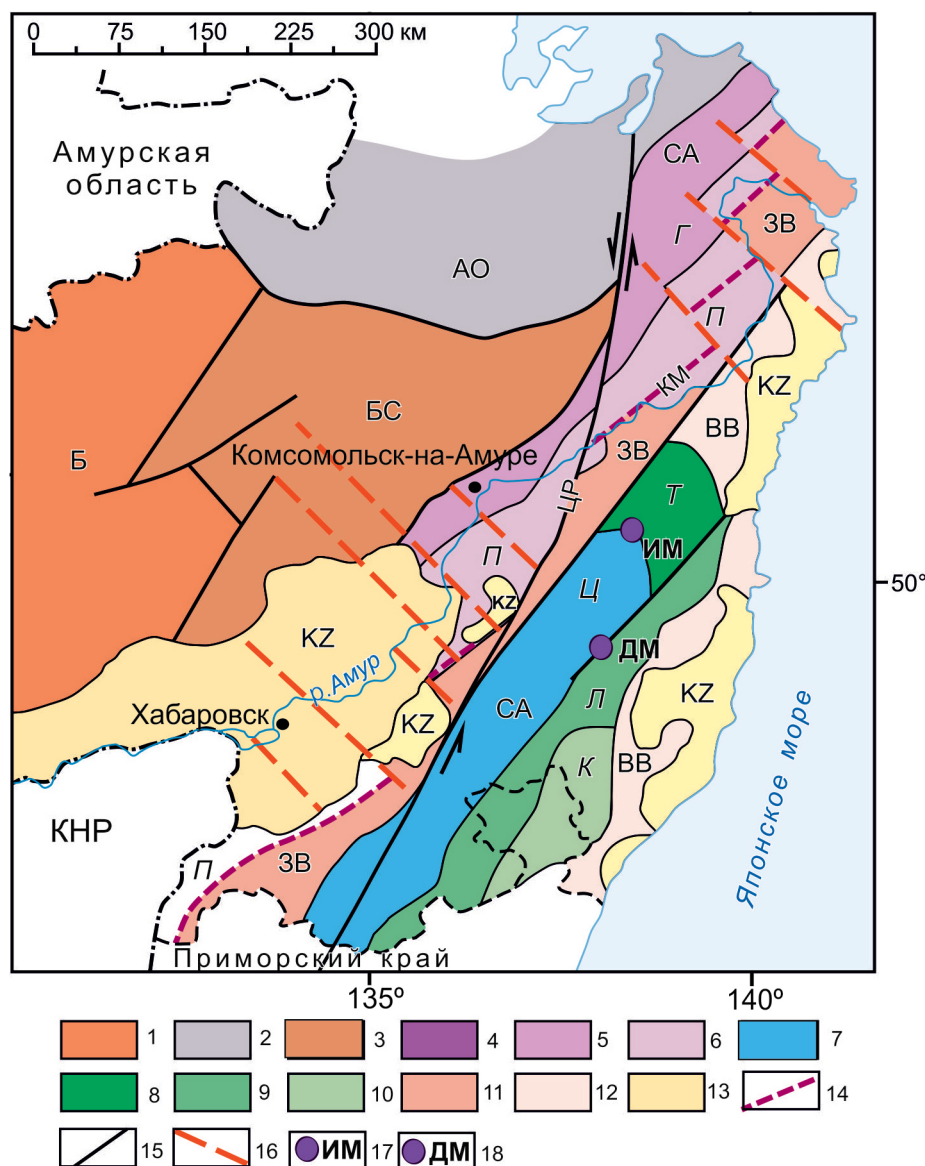


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта Нижнего Приамурья, отражающая положение массивов Икчука и Дюкали в структурах Центрального Сихотэ-Алиня (Петров и др., 2019).

1 – Буреинский срединный массив (Б); 2 – Амуро-Охотская складчатая система (АО); 3–9 – структурно-формационные зоны (СФЗ) и подзоны Сихотэ-Алинской складчатой системы (СА): 3 – Баджал-Сулюкская СФЗ (БС); 4, 5 – Западно-Сихотэ-Алинская СФЗ с подзонами (4 – Горинской (Г), 5 – Приамурской (П)); 6 – Центральная СФЗ (Ц); 7–9 – Восточно-Сихотэ-Алинская СФЗ с подзонами (7 – Лужинской (Л), 8 – Тумнинской (Т), 9 – Кемской (К)); 10, 11 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс (10 – Западная вулканическая зона (ЗВ), 11 – Восточная вулканическая зона (ВВ)); 12, 13 – кайнозойские структуры (КЗ) (12 – рифтогенные впадины, 13 – поля базальтов); 14 – Кисилёвско-Маноминская сутурная зона (КМ); 15 – Центрально-Сихотэ-Алинский сдвиг (ЦР); 16 – поперечные зоны разломов трансформного типа; 17, 18 – базит-ультрабазитовые массивы (17 – Икчуковский, 18 – Дюкалинский); КНР – Китайская народная республика.

Fig. 1. Schematic tectonic map of the Lower Amur Region showing the position of the Ikchuka and Dukaly massifs within the Central Sikhote-Alin structures (Petrov et al., 2019).

1 – Bureya median massif (Б); 2 – Amur-Okhotsk fold system (АО); 3–9 – structural-formational zones (СФЗ) and subzones of the Sikhote-Alin fold system (СА): 3 – Badzhal-Suluk СФЗ (БС); 4, 5 – West Sikhote-Alin СФЗ with subzones (4 – Gorin subzone (Г), 5 – Priamur subzone (П)); 6 – Central SFZ (Ц); 7–9 – East Sikhote-Alin SFZ with subzones (7 – Luzhki subzone (Л), 8 – Tummin subzone (Т), 9 – Kem subzone (К)); 10, 11 – East Sikhote-Alin volcanic-plutonic belt (10 – Western volcanic zone (ЗВ), 11 – Eastern volcanic zone (ВВ)); 12, 13 – Cenozoic structures (КЗ) (12 – rift basins, 13 – basalt fields); 14 – Kiselyovka-Manoma suture zone (КМ); 15 – Central Sikhote-Alin fault (ЦР); 16 – transverse transform fault zones; 17, 18 – mafic-ultramafic massifs (17 – Ichuka (ИМ), 18 – Dukaly (ДМ)); KHP – China.

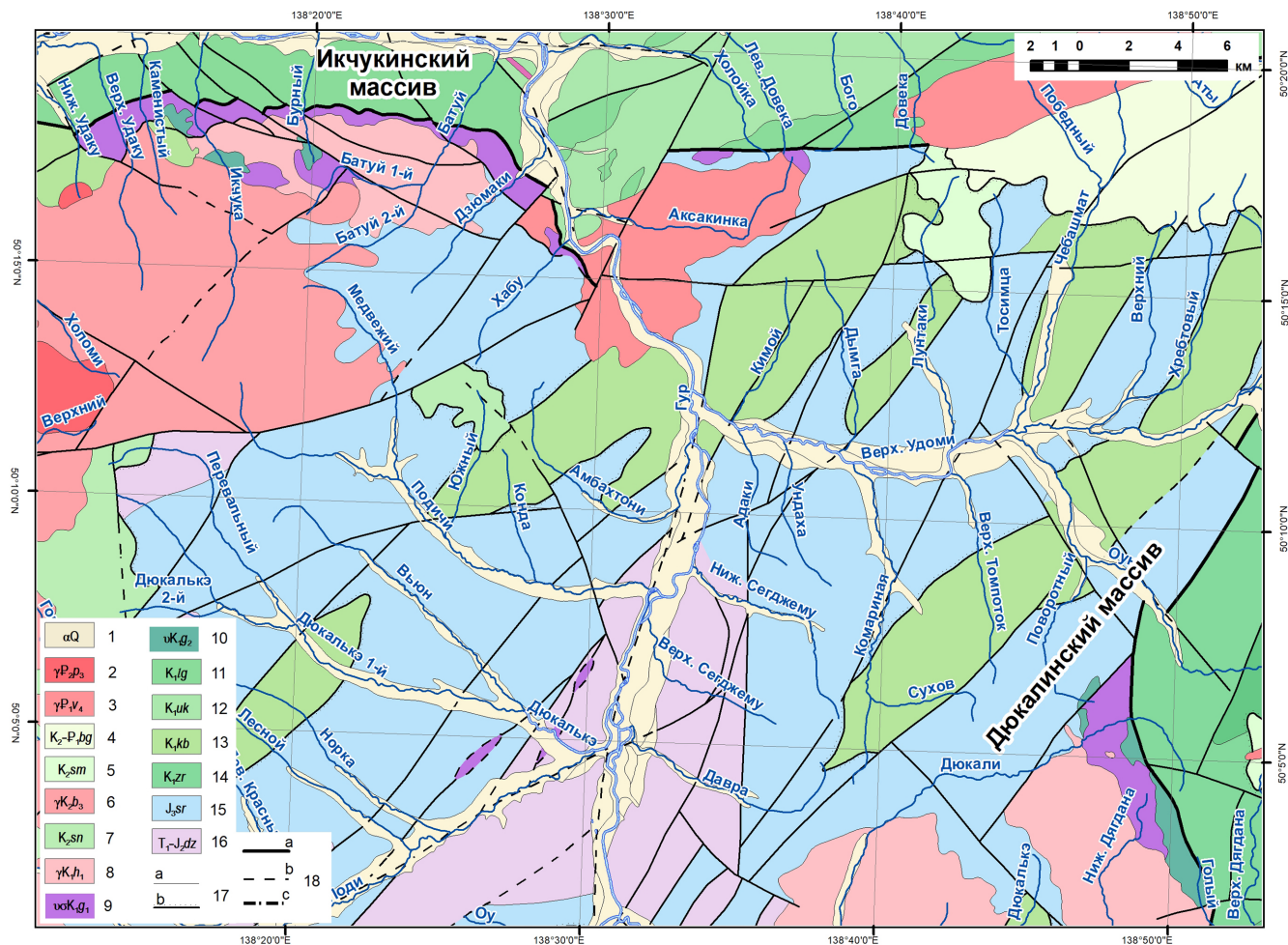


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района размещения мафит-ультрамафитовых массивов Икчука и Дюкали (Юрченко, Добкин, 2020).

1 – аллювиальные четвертичные отложения нерасчлененные; 2 – гранодиориты второй фазы внедрения Прибрежно-го комплекса; 3 – граниты четвертой фазы внедрения Верхнеудоминского комплекса; меловая и палеогеновая системы: 4 – богопольская свита (риолиты, риодациты, их игнимбриты, туфы); меловая система: 5 – самаргинская свита (андезиты и их туфы); 6 – граниты третьей фазы внедрения Баппинского комплекса; 7 – синчанская свита (андезиты и андезибазальты); 8 – граниты первой фазы внедрения Хунгарийского комплекса; Гурский комплекс: 9 – первая фаза (перидотиты, пироксениты), 10 – вторая фаза (габбро); 11 – ларгасинская свита (алевролиты, песчаники, конгломераты); 12 – уктурская свита (алевролиты, песчаники, туфы, андезиты); 13 – кабулинская толща (песчаники, аргиллиты, алевролиты); 14 – журавлевская свита (алевролиты, единичные прослои песчаников); юрская система: 15 – светлореченская толща (алевролиты, песчаники, аргиллиты); меловая и триасовая системы: 16 – джаурская свита (кремнистые и кремнисто-глинистые породы, туфы и лавы базальтов, известняки, аргиллиты, алевролиты, туффиты); 17 – геологические границы: а – достоверные, б – несогласное залегание стратифицированных подразделений; 18 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые, с – перекрытые аллювиальными отложениями.

Fig. 2. Schematic geological map of the area hosting the Ikchuka and Dukaly mafic-ultramafic massifs (Yurchenko, Dobkin, 2020).

1 – unconsolidated alluvium Quaternary deposits; Paleogene System: 2 – second-phase granodiorites of the Pribrezhny Complex; 3 – fourth-phase granites of the Verkhneudominsky Complex; Cretaceous and Paleogene Systems: 4 – Bogopol Formation (rhyolites, rhyodacites, their ignimbrites, and tuffs); Cretaceous System: 5 – Samarginskaya Formation (andesites and their tuffs); 6 – third-phase granites of the Bappinsky Complex; 7 – Sinchanskaya Formation (andesites and andesibasalts); 8 – first-phase granites of the Khungarian Complex; Gur Complex: 9 – first phase (peridotites and pyroxenites); 10 – second phase (gabbros); 11 – Largasinskaya Formation (siltstones, sandstones, conglomerates); 12 – Ukturskaya Formation (siltstones, sandstones, tuffs, and andesites); 13 – Kabulinskaya Group (sandstones, argillites, siltstones); 14 – Zhuravlevskaya Formation (siltstones with minor sandstone interbeds); Jurassic System: 15 – Svetlorechenskaya Group (siltstones, sandstones, argillites); Cretaceous and Triassic Systems: 16 – Dzhaurskaya Formation: siliceous and siliceous-clayey rocks (basaltic tuffs and lavas, limestones, argillites, siltstones, tuffites); 17 – geological contacts: a – confirmed, b – angular unconformities between stratified units; 18 – Faults: a – confirmed, b – inferred, c – buried under alluvial deposits.

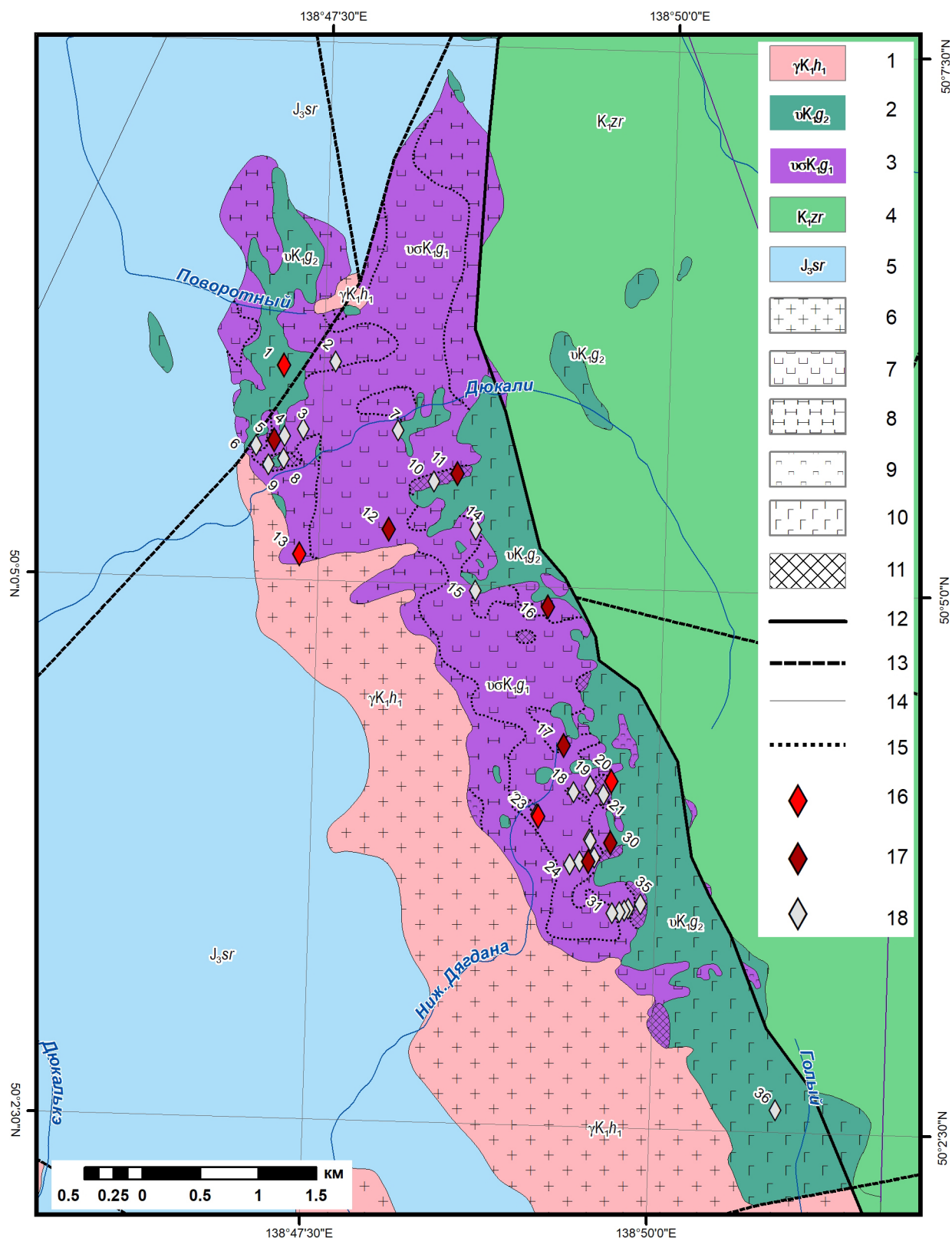


Рис. 4. Схематическая геологическая карта массива Дюкали.

Меловая система, нижний отдел: 1 – хунгарийский комплекс высокоглиноземистых гранитов, первая фаза (граниты); 2 – гурский гипербазит-габбровый комплекс, вторая фаза (габбро); 3 – первая фаза (перидотиты, пироксениты); 4 – журавлевская свита (алевролиты, единичные прослои песчаников); 5 – юрская система, верхний отдел, светлореченская толща (алевролиты, песчаники, аргиллиты, пакки их переслаивания). Состав горных пород: 6 – граниты, 7 – дуниты,

8 – перидотиты, 9 – пироксениты, 10 – габбро, 11 – плагиоперидотиты; разрывные нарушения: 12 – достоверные, 13 – предполагаемые; геологические границы: 14 – достоверные, 15 – предполагаемые; точки отбора штучных проб с содержаниями: 16 – платины > 0.1 г/т, 17 – палладия > 0.1 г/т; 18 – точки отбора образцов для минералого-петрографических исследований (Четыркин, 1953; Кадеш, Полещук, 1962; Хромцов, 1965; Юрченко, Добкин, 2020; с добавлениями по результатам полевых работ АО “Полиметалл УК” Л.А. Антонова).

Fig. 4. Schematic geological map of the Dukaly massif.

Lower Cretaceous System: 1 – Khungarian Complex, high-alumina granites, first phase (granites); Gur Hyperbasite–Gabbro Complex: 2 – second phase (gabbro); 3 – first phase (peridotites, pyroxenites); 4 – Zhuravlevskaya Formation (siltstones with minor sandstone interbeds); Upper Jurassic System: 5 – Svetlorechenskaya Group (interbedded siltstones, sandstones, and argillites); rock types: 6 – granites, 7 – dunites, 8 – peridotites, 9 – pyroxenites; 10 – gabbros; 11 – plagioperidotites; 12, 13 – faults: 12 – confirmed, 13 – inferred; geological contacts: 14 – confirmed, 15 – inferred; sampling points: 16 – with platinum content > 0.1 g/t, 17 – chip samples with palladium content > 0.1 g/t; 18 – sampling localities for mineralogical–petrographic studies (Chetyrkin, 1953; Kadesh, Poleshchuk, 1962; Khromtsov, 1965; Yurchenko, Dobkin, 2020; supplemented with field data from Polymetal Management JSC, L.A. Antonova).

ботках в южном направлении, крутое – под углом до 30–70° (Хромцов, 1965), породы массива в магнитных полях фиксируются контрастными положительными аномалиями, свидетельствующими о крутом падении контактов (Юрченко, Добкин, 2020). В северной части массив контактирует по разлому с породами алевропелитового ряда ларгасинской свиты (K_1lg), в западной – с алевролитами, песчаниками, алевропелитовыми сланцами кабулинской толщи (K_2kb). Южная часть массива прорвана гранитоидами хунгарийского (γK_1h) и баппинского (γK_2b) интрузивных комплексов. Породы в экзоконтактных зонах брекчированы, катклазированы, превращены в серпентиниты (см. рис. 3) (Юрченко, Добкин, 2020).

Массив *Дюкали* связан с серией сближенных взбросов близмеридионального северо-западного простирания Анюйском-Таунгинской системы разломов с падением под углом 70–75° на северо-запад. Породы массива на востоке прорывают отложения журавлевской свиты, представленные алевролитами с прослоями песчаников (K_1zr), на северо-западе – тонкорассланцованные алевропелитовые породы светлореченской толщи юрского возраста (J_3sr). В юго-западной части массив прорван гранитоидами хунгарийского комплекса (γK_1h) (Юрченко, Добкин, 2020) (см. рис. 4). Работами (Баранчиков, Дериглазов, 1960; Баранчи, Полещук, 1961; Хромцов, 1965) в пределах массива установлены проявления титана, хрома, никеля, асбеста, при проведении ГДП-200(2) выявлен потенциально рудный узел Cr, Ni, Co (80 км²) и пункт минерализации с содержаниями в штучных пробах Pd 0.039–0.01 г/т и Ru 0.036–0.085 г/т (Рассказов, Конюшенко, 2017; Юрченко, Добкин, 2020).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исходный фактический материал для настоящего исследования получен в ходе проведения площадных поисковых работ Хабаровским филиалом АО “Полиметалл УК”. В основу геохимических исследований положены результаты опробо-

вания, выполненные ООО “Падалиное” в ходе поисковых работ в 2022–2023 гг. Использованы результаты анализов порядка 3600 литогеохимических проб. Все пробы проанализированы в аккредитованной лаборатории ООО “АЛС Чита-Лаборатория” (аттестат аккредитации № ААС.А.0045 от 02.08.2022) (г. Чита, Россия). Выполнено пробирное предконцентрирование с последующим измерением методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-АЭС) содержаний Au, Pt, Pd в соответствии с методикой АЛС МП-6/12. Измерения выполнены на спектрометрах Agilent 5110 ICP-OES и 5800 ICP-OES. Категория точности анализа – III по ОСТ 41-08-265-04. Для определения 48 элементов (Ag, Al, As, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Fe, Ga, Ge, Hf, In, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Ni, P, Pb, Rb, Re, S, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Te, Th, Ti, Tl, U, V, W, Y, Zn, Zr) использовался метод ИСП-АЭС после разложения пробы “четырьмя кислотами” ($HF-HNO_3-HClO_4-HCl$) в соответствии с методикой АЛС МП-19/13 на тех же приборах. Категория точности – также III по ОСТ 41-08-265-04. Контроль качества аналитических работ осуществлялся с использованием дубликатов проб, холостых (BLANK) проб и международных/российских стандартных образцов состава (COC): TAZ-20, G300-10, GPP-09, OREAS 905, MRGeo08, OREAS 601b, EMOG-17, GPP-10, G977-6, G911-5. Воспроизводимость и точность результатов находились в пределах, установленных указанными методиками.

Сравнение выборочных совокупностей выполнено с привлечением непараметрических статистических тестов и многомерных методов анализа посредством специализированного программного комплекса STATISTICA (Боровиков, 2003), а геометризация результатов – с применением SURFER (Ворошилов, 2011).

В рамках поисковых работ Хабаровским филиалом АО “Полиметалл УК” осуществлен отбор проб для минералого-петрографических исследований (см. схему отбора проб на рис. 2, 3). По стандартизированной методике на базе Томского по-

литехнического университета подготовлено около 100 образцов – 40 прозрачных шлифов и 60 аншлифов – для последующего комплексного минералого-петрографического анализа. По результатам минералого-петрографического описания сделана выборка из наиболее представительных и интересных с точки зрения рудного потенциала образцов в пределах обоих массивов, подвергшихся более детальному анализу для заверки полученных данных. Аналитическая часть работы включала первичное минералого-петрографическое изучение с использованием микроскопа Carl Zeiss с дальнейшей заверкой наиболее представительных образцов с помощью микроскопа Tescan Vega 3 SBU с энергодисперсионным спектрометром Oxford X-Max 50 (ЦКП Томского политехнического университета), также детализированные исследования отдельных образцов с повышенными содержаниями ЭПГ анализировались с помощью аналитического комплекса сканирующего электронного микроскопа Tescan Mira III LMU, совмещенного с энергодисперсионным рентгеновским спектрометром модели “Ultim Max 40” при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе пучка 3–4 нА, при накоплении спектра устанавливался анализ не менее 1 000 000 импульсов. Обработка спектров производилась при помощи программного пакета AZtec на базе ЦКП Томского государственного университета (аналитик К.В. Бестемьянова).

Минералогический состав пород количественно расшифрован методом рентгенофазового анализа (РФА) на дифрактометре Bruker D2 Phaser в условиях CuK α -излучения (30 кВ, 10 мА), сканирования в диапазоне 5–70° 2 θ с шагом 0.02°. Применение рентгенодифракционного анализа оказалось ключевым для дифференциации минералов серпентиновой группы (лизардит, хризотил, антигорит), смешаннослойных образований и карбонатов. Молекулярно-структурная диагностика слоистых силикатов выполнена методом ИК-Фурье спектроскопии на спектрометре Shimadzu IRTracer-100 с приставкой ATR в диапазоне 4000–400 см⁻¹. Интерпретация полос поглощения в областях валентных (3700–3600 см⁻¹) и деформационных (1000–400 см⁻¹) колебаний OH-групп и Si–O-связей обеспечила надежное различение полиморфных модификаций серпентинов, а также идентификацию талька, хлорита и смешаннослойных фаз.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Особенности внутреннего строения массивов Икчука и Дюкали

Основу массива *Икчука* (около 90% площади) составляют ультрамафиты, представленные преимущественно серпентинизированными гарцбургитами (оливин – 40–50, серпентин – 5–25, магне-

тит – 10, ортопироксен – 15 мас. %), с подчиненным количеством лерцолитов (оливин – 40–60, серпентин – 5–15, магнетит – 5–10, ортопироксен – 7–10, клинопироксен – 7–10 мас. %), дунитов (оливин – 50–70, серпентин – 5–25, магнетит – 5–10, ортопироксен – 5–10 мас. %). Вторая фаза внедрения (около 10%) сложена габброидами, преимущественно норитами (ортопироксен – 40–60, плагиоклаз – 30, роговая обманка – 5, кварц – 0–5, рудная минерализация – 1 мас. %), локализованными преимущественно в центральных и приконтактных частях массива (см. рис. 3). Ультрамафиты образуют массивные тела с неровными, часто тектонически осложненными границами (Баранчиков, Дериглазов, 1960; Хромцов, 1965). В центральных частях сохраняются реликты протолитовых структур: гранулярные и мозаичные микроструктуры, типичные для мантийных перидотитов, с преобладанием оливина и ортопироксена. Интенсивность вторичных преобразований к периферии массива возрастает, что приводит к полной серпентинизации пород с формированием псевдоморфоз по оливину и пироксену (Баранчиков, Дериглазов, 1960; Хромцов, 1965) (рис. 5а). Серпентиниты представлены агрегатами антигорита, клинохризотила и лизардита с характерной петельчато-решетчатой текстурой, часто ассоциирующей с магнезиогорнблендитом (до 30 мас. %), тальком, магнезитом и вторичным магнетитом (рис. 5б–г) (данные по минеральному составу подкреплены результатами порошковой дифракции, полученными авторами в ходе настоящего исследования). Габброиды второй фазы внедрения образуют изометричные тела и дайкоподобные жилы, четко отграниченные от ультрамафитов резкими контактами без зон смешения (Баранчиков, Дериглазов, 1960; Хромцов, 1965). Породы характеризуются крупнозернистой габбровой структурой с преобладанием плагиоклаза и темноцветных минералов (роговая обманка, пироксен – до 40 мас. %). В приконтактных зонах с гранитоидами хунгарийского комплекса габбро подверглись интенсивному ороговикованию с развитием серицита, кварца и эпидота. Контакт габбро с гранитоидами наблюдался рядом с местом отбора обр. 16 (см. рис. 3). Отмечается также локальное присутствие сульфидной минерализации (пирротин, кобальтин) в ассоциации с хлоритом и карбонатами (см. рис. 5г). При проведении ранее нами специализированных минераграфических исследований в пределах массива Икчука в качестве специфичной рудной минерализации в измененных ультрамафит-мафитовых разностях установлена наложенная Bi-Pb-Ni-рудная ассоциация, представленная паркеритом, маухеритом, самородным висмутом (Левочкин и др., 2025б). Наиболее распространенные рудные минералы, диагностированные авторами в пределах массива Икчука, представлены в табл. 1 (обр. 3–40).

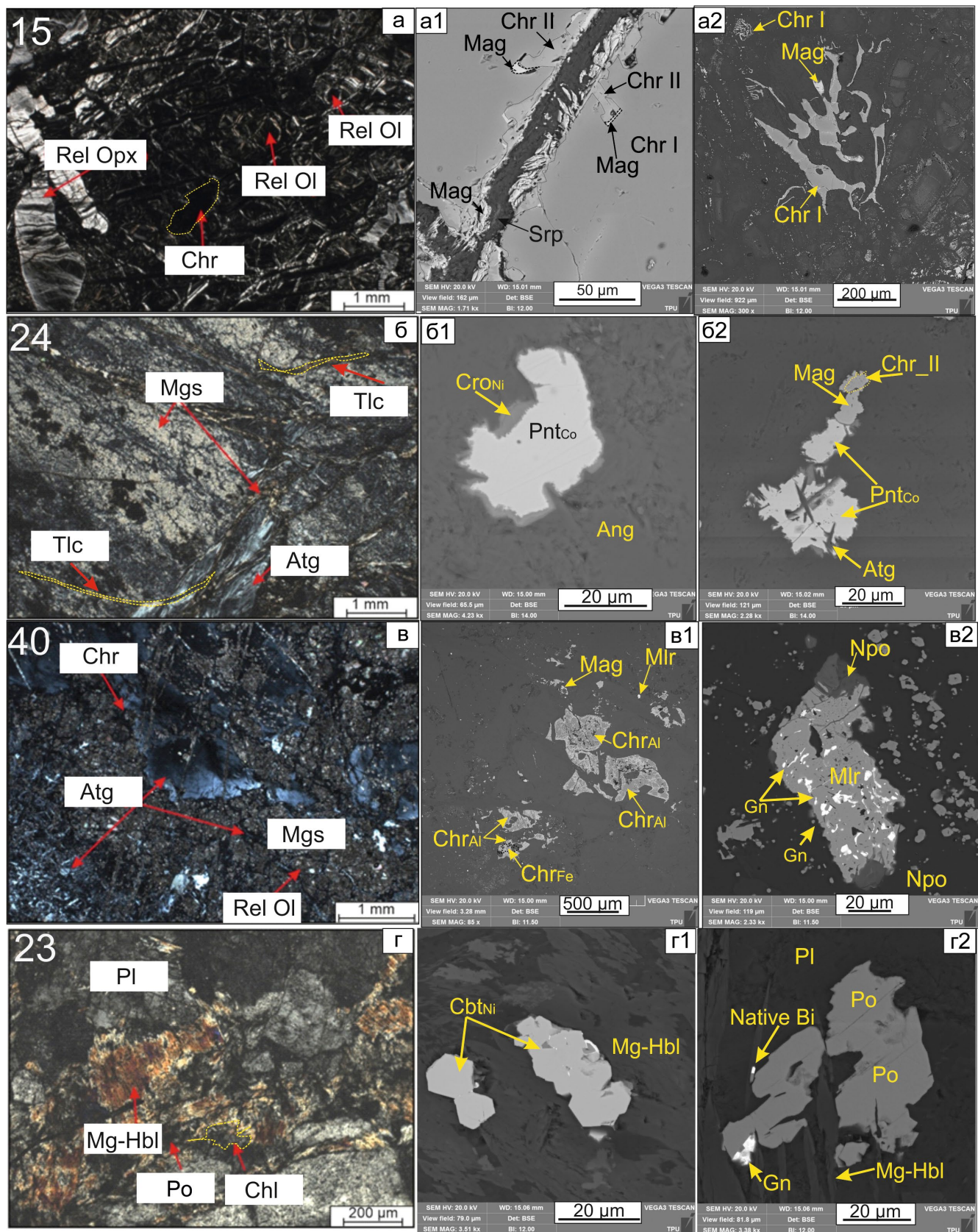


Рис. 5. Микрофотографии пород массива Икчука (номера отражают точки отбора проб на рис. 2) в скрещенных николях оптического микроскопа (а–г) и обратно отраженных электронах сканирующего электронного микроскопа (а1–г2).

Первое фото отражает петрографическую характеристику породы, второе и третье в ряду – минераграфические особенности данной породы. а – серпентинизированный перидотит с формированием псевдоморфоз серпентина по ортопироксену (Rel *Opx*) и оливину (Rel *Ol*) и вкрапленностью хромшпинелида (*Chr*); а1 – увеличенный фрагмент зерна хромшпинелида (*Chr I*), преобразованного до феррихромита (*Chr II*) и позднего магнетита (*Mag*); а2 – внешний вид зерен исходного хромшпинелида в виде реликтовых скелетных зерен, частично замещенных в краевых частях поздним магнетитом (*Mag*); в различной степени преобразованные ультрамафиты массива Икчука с формированием вторичных минералов: талька (*Tlc*), магнезита (*Mgs*), антигорита (*Atg*) (б, в); габброиды массива Икчука, представленные габбро-долеритовыми разновидностями и поздней рудной минерализацией в виде Ni-кобальтина (*Cbt_{Ni}*), самородного висмута (Native Bi), галенита (*Gn*) и пирротина (*Po*) (г1, г2). *Мlr* – миллерит, *Нпо* – непунит.

Fig. 5. Microphotographs of rocks from the Ikchuka massif (the numbers indicate sampling points in Fig. 2) under crossed nicols of an optical microscope (a–r) and in backscattered electron mode of a scanning electron microscope (a1–r2).

The first image presents the petrographic characteristics of the rock, while the second and third images in the series highlight its mineragraphic features. a – serpentized peridotite showing serpentine pseudomorphs after orthopyroxene (Rel *Opx*) and olivine (Rel *Ol*), with disseminated chromite (*Chr*); a1 – Enlarged fragment of a chromian spinel grain (*Chr I*) partially altered to ferrian chromite (*Chr II*) and late-stage magnetite (*Mag*); a2 – External view of primary chromite grains exhibiting relict skeletal textures, with their margins partially replaced by late-stage magnetite (*Mag*); б, в – Ultramafic rocks from the Ikchuka massif variably altered and containing secondary minerals: talc (*Tlc*), magnesite (*Mgs*), and antigorite (*Atg*); г1, г2 – gabbroic rocks from the Ikchuka massif, represented by gabbro-dolerite varieties, with late-stage ore mineralization comprising Ni-cobaltite (*Cbt_{Ni}*), Native bismuth (Native Bi), galena (*Gn*), and pyrrhotite (*Po*). *Мlr* – millerite, *Нпо* – nepouite.

Массив Дюкали по отношению к вмещающим породам, представленным алевролитами с прослоями песчаников и тонкорассланцованными алевропелитовыми породами, является дискордантным и пересекает их почти под прямым углом. Восточный контакт массива крутопадающий с падением на запад, юго-запад под углом 60–70° (Кадеш, Полещук, 1962; Хромцов, 1965). Породы первой фазы внедрения представлены ультрамафитами: дунитами (серпентин – 35–40, оливин – 40–45, рудная минерализация – 5–8, гидроокислы железа – 5 мас. % (рис. 6а)); перидотитами (серпентин – 40–50, оливин – 30–40, ортопироксен – 10–15, клинопироксен – 10–15, тальк – 1–5, рудная минерализация – 1 мас. %) (рис. 6б); резко подчиненными пироксенитами (оливин – 0–5, клинопироксен – 40–50, ортопироксен – 10–15, серпентин – 5–10, плагиоклаз – 0–5, соссюрит – 0–2, кальцит – 0–2, рудная минерализация – 1–5, роговая обманка – 0–2 мас. % (рис. 6в). При этом $Mg\# = (Mg/(Mg + Fe))$ оливина в ультрамафитовой части массива варьирует в пределах ≈ 0.89 – 0.92 для обоих массивов. В плагиоперидотитовых разновидностях массива Дюкали (плагиоклаз – 35–55, клинопироксен – 20–30, оливин – 10–15, серпентин – 10–15, вторичные минералы – 5–10, ортопироксен – 0–10, рудная минерализация – 1–3 мас. %) (рис. 6г). $Mg\#$ оливина значительно ниже – ≈ 0.76 . В краевых частях массива развиты серпентиниты, амфиболизированные, карбонатизированные, хлоритизированные породы, неизмененные первично магматические породы слагают лишь центральную часть массива (Кадеш, Полещук, 1962; Хромцов, 1965; Юрченко, Добкин, 2020). С гипербазиитами связаны проявления асбеста (Рассказов, Коношенко, 2017; Юрченко, Добкин, 2020), в 2018 г. в процессе проведения ГДП-200 установлены признаки платиноносности (Юрченко, Добкин, 2020).

В отличие от массива Икчука, в котором габброиды второй фазы внедрения часто отграничены от ультрамафитов резкими контактами (Изох и др., 1967), в массиве Дюкали, несмотря на наличие геологических границ, в приконтактных зонах фиксируются переходные плагиоперидотитовые разновидности, свидетельствующие, на взгляд авторов, о локальной гибридизации перидотитовой и габбровой серии (см. рис. 6в, г). Именно в этих породах при проведении поисковых работ АО “Полиметалл УК” (см. рис. 3) установлены повышенные содержания платины и палладия и впервые авторами определены минеральные формы нахождения элементов платиновой группы (ЭПГ) (Левочкин и др., 2024а, б, 2025а, г, 2026) (табл. 2). На присутствие в массиве Дюкали перидотитов с плагиоклазом указывали также работы предшественников (Изох и др., 1967), однако они относили эти породы к меланократовым габбро. Основные рудные минералы, сопровождающие ЭПГ минерализацию в массиве Дюкали, представлены в табл. 1 (обр. 4–36). Габбро крупнокристаллические, реже средне- и мелкокристаллические, сильнотрещиноватые, катаклазированные, серпентинизированные, в приконтактной зоне с гранитами оталькованы, биотитизированы, актинолитозированы, окварцованы. По минеральному составу среди габброидов выделяются габбро, роговообманковое габбро, габбро-диориты (в резко подчиненном количестве). С габброидами связаны проявления титана. Жильные и дайковые образования (габбро, габбро-долериты, габбро-пегматиты, габбро-сиениты) в пределах массива пользуются сравнительно широким распространением, локализируются главным образом в продольных зонах повышенной трещиноватости массива (Кадеш и Полещук, 1962; Хромцов, 1965; Юрченко, Добкин, 2020).

Таблица 1. Результаты микрорентгеноспектрального ЭДС-анализа состава рудных минералов, нормализованные на 100% массивов Дюкали (обр. 4-36) и Икчука (обр. 3-40)**Table 1.** Results of micro-X-ray spectral EDS analysis of the composition of ore minerals, normalized to 100%, from massifs Dukaly (sample 4-36) and Ikchuka (sample 3-40)

№ обр.	Ni	Fe	Co	Cu	As	S	Bi	Pb	Ge	Sb	Минерал	Формула
4	33.31	29.94	2.66	—	—	34.1	—	—	—	—	Пентландит	$(\text{Fe}_{4.12}\text{Co}_{0.35}\text{Ni}_{4.37})\sum_{8.84}\text{S}_{8.18}$
4	69.25	3.56	—	—	—	27.19	—	—	—	—	Хизлевудит	$(\text{Ni}_{2.8}\text{Fe}_{0.15})\sum_{2.97}\text{S}_{2.03}$
4	2.02	8.91	—	89.06	—	—	—	—	—	—	Самородная медь	$\text{Cu}_{0.88}\text{Ni}_{0.02}\text{Fe}_{0.01}$
4	—	10.39	—	89.61	—	—	—	—	—	—	То же	$\text{Cu}_{0.88}\text{Fe}_{0.12}$
4	—	11.45	—	88.55	—	—	—	—	—	—	—“—	$\text{Cu}_{0.87}\text{Fe}_{0.13}$
8	33.56	30.35	2.6	33.48	—	100	—	—	—	—	Пентландит	$(\text{Fe}_{4.19}\text{Co}_{0.34}\text{Ni}_{4.39})\sum_{8.92}\text{S}_{8.08}$
8	34.11	29.47	3.05	33.38	—	100	—	—	—	—	—“—	$(\text{Fe}_{4.05}\text{Co}_{0.40}\text{Ni}_{4.37})\sum_{8.82}\text{S}_{8.18}$
8	—	5.35	—	73.12	—	21.53	—	—	—	—	Дигенит	$(\text{Cu}_{8.39}\text{Fe}_{0.70})\sum_{9.09}\text{S}_{4.90}$
8	1.47	8.3	—	65.91	—	24.32	—	—	—	—	Борнит	$(\text{Cu}_{5.26}\text{Fe}_{0.75}\text{Ni}_{0.13})\sum_{6.14}\text{S}_{3.86}$
8	0.68	3.11	—	74.96	—	21.26	—	—	—	—	Дигенит	$(\text{Cu}_{8.64}\text{Ni}_{0.09}\text{Fe}_{0.41})\sum_{9.14}\text{S}_{4.87}$
8	32.92	27.65	5.29	—	—	34.13	—	—	—	—	Пентландит	$(\text{Fe}_{4.19}\text{Co}_{0.34}\text{Ni}_{4.39})\sum_{8.92}\text{S}_{8.08}$
8	33.58	29.68	2.75	—	—	33.99	—	—	—	—	—“—	$(\text{Fe}_{4.05}\text{Co}_{0.40}\text{Ni}_{4.37})\sum_{8.82}\text{S}_{8.18}$
8	—	1.64	—	75.73	—	22.63	—	—	—	—	Дигенит	$(\text{Cu}_{8.65}\text{Fe}_{0.21})\sum_{8.86}\text{S}_{5.13}$
9	20.3	14.85	31.99	—	—	32.85	—	—	—	—	Со-пентландит	$(\text{Co}_{4.23}\text{Fe}_{2.07}\text{Ni}_{2.69})\sum_{8.99}\text{S}_{8.00}$
9	36.24	29.24	—	—	—	34.52	—	—	—	—	Пентландит	$(\text{Fe}_{4.00}\text{Ni}_{4.72})\sum_{8.72}\text{S}_{8.26}$
9	31.47	23.3	12.74	—	—	32.49	—	—	—	—	Со-пентландит	$(\text{Co}_{1.68}\text{Fe}_{3.24}\text{Ni}_{4.17})\sum_{9.09}\text{S}_{7.90}$
9	68.21	4.17	—	—	—	27.62	—	—	—	—	Хизлевудит	$(\text{Ni}_{2.77}\text{Fe}_{0.18})\sum_{2.95}\text{S}_{2.05}$
14	—	0.76	—	77.13	—	22.12	—	—	—	—	Дигенит	$(\text{Cu}_{8.86}\text{Fe}_{0.10})\sum_{8.96}\text{S}_{5.00}$
14	—	2.12	—	76.38	—	21.5	—	—	—	—	—“—	$(\text{Cu}_{8.80}\text{Fe}_{0.28})\sum_{9.08}\text{S}_{4.92}$
14	—	3.65	—	74.8	—	21.55	—	—	—	—	—“—	$(\text{Cu}_{8.60}\text{Fe}_{0.48})\sum_{9.08}\text{S}_{4.92}$
14	60.47	3.48	—	2.77	—	33.28	—	—	—	—	Миллерит	$(\text{Ni}_{0.95}\text{Fe}_{0.06}\text{Co}_{0.04})\sum_{1.05}\text{S}_{0.95}$
14	69.66	1.88	—	—	—	28.45	—	—	—	—	Хизлевудит	$(\text{Ni}_{2.78}\text{Fe}_{0.15})\sum_{2.93}\text{S}_{2.10}$
18	28.99	35.43	1.72	—	—	33.86	—	—	—	—	Пентландит	$(\text{Fe}_{4.87}\text{Co}_{0.23}\text{Ni}_{3.79})\sum_{8.89}\text{S}_{8.12}$
22	27.20	31.66	1.34	5.33	—	34.47	—	—	—	—	—“—	$(\text{Fe}_{4.35}\text{Co}_{0.17}\text{Ni}_{3.56}\text{Cu}_{0.64})\sum_{8.72}\text{S}_{8.27}$
22	—	3.91	—	74.37	—	21.72	—	—	—	—	Дигенит	$(\text{Cu}_{8.54}\text{Fe}_{0.51})\sum_{9.05}\text{S}_{4.95}$
22	28.54	32.72	3.95	1.27	—	33.52	—	—	—	—	Пентландит	$(\text{Fe}_{4.51}\text{Co}_{0.52}\text{Ni}_{3.75}\text{Cu}_{0.15})\sum_{8.93}\text{S}_{8.07}$
22	29.82	34.26	2.21	—	—	33.71	—	—	—	—	—“—	$(\text{Fe}_{4.71}\text{Co}_{0.29}\text{Ni}_{3.90})\sum_{8.90}\text{S}_{8.10}$
23	68.7	3.81	—	—	—	27.49	—	—	—	—	Хизлевудит	$(\text{Ni}_{2.79}\text{Fe}_{0.16})\sum_{2.95}\text{S}_{2.05}$
23	2.26	—	—	97.74	—	—	—	—	—	—	Самородная медь	$\text{Cu}_{0.98}\text{Ni}_{0.02}$
23	31.89	32.05	2.18	—	—	33.87	—	—	—	—	Пентландит	$(\text{Fe}_{4.41}\text{Co}_{0.28}\text{Ni}_{4.17})\sum_{8.86}\text{S}_{8.13}$
23	33.21	30.54	2.28	—	—	33.97	—	—	—	—	Пентландит	$(\text{Fe}_{4.20}\text{Co}_{0.30}\text{Ni}_{4.35})\sum_{8.85}\text{S}_{8.16}$
23	72.3	—	—	—	—	27.7	—	—	—	—	Хизлевудит	$(\text{Ni}_{2.78}\text{Fe}_{0.15})\sum_{2.94}\text{S}_{2.06}$
23	60.03	2.13	—	—	37.48	0.36	—	—	—	—	Орселит	$(\text{Ni}_{4.55}\text{Fe}_{0.17})\text{As}_{2.23}\text{S}_{0.05}$
24	68.66	3.52	—	—	—	27.82	—	—	—	—	Хизлевудит	$(\text{Ni}_{2.79}\text{Fe}_{0.15})\sum_{2.94}\text{S}_{2.07}$
28	26.89	36.43	2.56	—	—	34.11	—	—	—	—	Пентландит	$(\text{Fe}_{5.00}\text{Co}_{0.33}\text{Ni}_{3.51})\sum_{8.84}\text{S}_{8.16}$
28	64.73	34.04	1.24	—	—	—	—	—	—	—	Аварунит	$\text{Ni}_{2.55}\text{Fe}_{1.41}\text{Co}_{0.05}$
28	73.66	25.67	—	—	—	—	—	—	—	—	—“—	$\text{Ni}_{2.92}\text{Fe}_{1.07}$
29	26.04	37.43	2.7	—	—	33.83	—	—	—	—	Пентландит	$(\text{Fe}_{5.16}\text{Co}_{0.38}\text{Ni}_{3.41})\sum_{8.95}\text{S}_{8.05}$
29	26.73	36.22	2.96	—	—	34.1	—	—	—	—	—“—	$(\text{Fe}_{4.97}\text{Co}_{0.38}\text{Ni}_{3.49})\sum_{8.84}\text{S}_{8.16}$
30	31.14	31.46	3.75	—	—	33.65	—	—	—	—	—“—	$(\text{Fe}_{4.34}\text{Co}_{0.49}\text{Ni}_{4.08})\sum_{8.91}\text{S}_{8.16}$

Таблица 1. Продолжение

Table 1. Continuation

№ обр.	Ni	Fe	Co	Cu	As	S	Bi	Pb	Ge	Sb	Минерал	Формула
30	33.3	31.31	1.78	—	—	33.6	—	—	—	—	—	$(\text{Fe}_{4.32}\text{Co}_{0.24}\text{Ni}_{4.37})\sum_{8.93}\text{S}_{8.08}$
30	34.45	30.18	2.07	—	—	33.3	—	—	—	—	—	$(\text{Fe}_{4.17}\text{Co}_{0.27}\text{Ni}_{4.53})\sum_{8.97}\text{S}_{8.03}$
30	31.86	29.65	5.04	—	—	33.45	—	—	—	—	—	$(\text{Fe}_{4.09}\text{Co}_{0.66}\text{Ni}_{4.18})\sum_{8.97}\text{S}_{8.06}$
30	72.35	27.65	—	—	—	—	—	—	—	—	Аваруит	$\text{Ni}_{2.85}\text{Fe}_{1.15}$
32	25.56	33.00	7.88	—	—	33.56	—	—	—	—	Пентландит	$(\text{Fe}_{4.55}\text{Co}_{1.03}\text{Ni}_{3.35})\sum_{8.93}\text{S}_{8.07}$
33	29.81	33.88	2.83	—	—	33.48	—	—	—	—	—	$(\text{Fe}_{4.67}\text{Co}_{0.37}\text{Ni}_{3.90})\sum_{8.94}\text{S}_{8.05}$
33	29.11	28.97	8.15	—	—	33.78	—	—	—	—	—	$(\text{Fe}_{3.99}\text{Co}_{1.06}\text{Ni}_{3.82})\sum_{8.87}\text{S}_{8.12}$
33	29.56	33.73	2.56	—	—	34.15	—	—	—	—	—	$(\text{Fe}_{4.55}\text{Co}_{0.36}\text{Ni}_{3.95})\sum_{8.86}\text{S}_{8.13}$
33	30.74	33.12	2.31	—	—	33.84	—	—	—	—	—	$(\text{Fe}_{4.55}\text{Co}_{0.30}\text{Ni}_{4.02})\sum_{8.87}\text{S}_{8.12}$
34	28.76	34.54	2.85	—	—	33.86	—	—	—	—	—	$(\text{Fe}_{4.75}\text{Co}_{0.37}\text{Ni}_{3.76})\sum_{8.88}\text{S}_{8.12}$
34	24.91	28.31	13.21	—	—	33.57	—	—	—	—	—	$(\text{Fe}_{3.91}\text{Co}_{1.73}\text{Ni}_{3.27})\sum_{8.91}\text{S}_{8.09}$
34	28.24	34.17	3.6	—	—	33.99	—	—	—	—	—	$(\text{Fe}_{4.69}\text{Co}_{0.47}\text{Ni}_{3.69})\sum_{8.85}\text{S}_{8.30}$
34	29.26	35.86	—	—	—	34.87	—	—	—	—	—	$(\text{Fe}_{4.89}\text{Ni}_{3.80})\sum_{8.69}\text{S}_{8.30}$
36	—	31.5	—	32.75	—	35.75	—	—	—	—	Халькопирит	$\text{Cu}_{0.93}\text{Fe}_{1.03}\text{S}_{2.03}$
36	0.53	32.56	—	31.02	—	35.88	—	—	—	—	—	$\text{Cu}_{0.87}\text{Ni}_{0.02}\text{Fe}_{1.06}\text{S}_{2.04}$
36	—	31.12	—	33.2	—	35.68	—	—	—	—	—	$\text{Cu}_{0.95}\text{Fe}_{1.02}\text{S}_{2.03}$
36	61.36	1.26	0.83	—	—	36.55	—	—	—	—	Миллерит	$(\text{Ni}_{0.94}\text{Fe}_{0.02}\text{Co}_{0.01})\sum_{0.97}\text{S}_{1.02}$
36	61.59	1.05	0.83	—	—	36.54	—	—	—	—	—	$(\text{Ni}_{0.94}\text{Fe}_{0.02}\text{Co}_{0.01})\sum_{0.97}\text{S}_{1.03}$
3	71.15	26.1	2.75	—	—	—	—	—	—	—	Аваруит	$\text{Ni}_{2.81}\text{Fe}_{1.08}\text{Co}_{0.11}$
3	69.95	27.89	2.16	—	—	—	—	—	—	—	—	$\text{Ni}_{2.76}\text{Fe}_{1.16}\text{Co}_{0.08}$
3	70.91	26.47	2.62	—	—	—	—	—	—	—	—	$\text{Ni}_{2.80}\text{Fe}_{1.10}\text{Co}_{0.10}$
3	73.82	26.18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\text{Ni}_{2.91}\text{Fe}_{1.09}$
4	77.73	22.27	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\text{Ni}_{3.07}\text{Fe}_{0.93}$
4	74.48	25.52	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\text{Ni}_{2.94}\text{Fe}_{1.06}$
7	63.42	0.78	—	—	—	35.8	—	—	—	—	Миллерит	$(\text{Ni}_{0.98}\text{Fe}_{0.01})\sum_{0.99}\text{S}_{1.01}$
7	66.57	0.28	—	—	—	33.15	—	—	—	—	—	$\text{Ni}_{1.04}\text{S}_{0.95}$
7	65.65	0.45	0.61	—	—	33.33	—	—	—	—	—	$\text{Ni}_{1.03}\text{Co}_{0.01}\text{S}_{0.96}$
7	6.57	5.16	21.57	—	46.34	19.17	—	—	—	—	Кобальтин	$(\text{Co}_{0.61}\text{Fe}_{0.16}\text{Ni}_{0.19})\sum_{0.96}\text{As}_{1.04}\text{S}_{1.00}$
7	3.87	2.45	27.56	—	46.72	19.4	—	—	—	—	—	$(\text{Co}_{0.78}\text{Fe}_{0.07}\text{Ni}_{0.11})\sum_{0.96}\text{As}_{1.04}\text{S}_{1.00}$
7	71.87	0.44	—	—	—	27.7	—	—	—	—	Хизлевудит	$(\text{Ni}_{2.92}\text{Fe}_{0.02})\sum_{2.94}\text{S}_{2.06}$
7	71.9	0.80	—	—	—	27.3	—	—	—	—	—	$(\text{Ni}_{2.93}\text{Fe}_{0.03})\sum_{2.96}\text{S}_{2.04}$
7	71.61	0.67	0.32	—	—	27.41	—	—	—	—	—	$(\text{Ni}_{2.92}\text{Fe}_{0.03}\text{Co}_{0.01})\sum_{2.96}\text{S}_{2.05}$
7	71.34	0.62	—	—	—	28.04	—	—	—	—	—	$(\text{Ni}_{2.89}\text{Fe}_{0.03})\sum_{2.92}\text{S}_{2.08}$
7	72.43	—	—	—	—	27.58	—	—	—	—	—	$\text{Ni}_{2.94}\text{S}_{2.06}$
7	72.04	—	—	—	—	27.96	—	—	—	—	—	$\text{Ni}_{2.92}\text{S}_{2.08}$
7	72.15	—	—	—	—	27.85	—	—	—	—	—	$\text{Ni}_{2.93}\text{S}_{2.08}$
7	71.87	0.66	—	—	—	27.47	—	—	—	—	—	$(\text{Ni}_{2.92}\text{Fe}_{0.03})\sum_{2.95}\text{S}_{2.05}$
7	71.42	0.93	—	—	—	27.65	—	—	—	—	—	$(\text{Ni}_{2.90}\text{Fe}_{0.04})\sum_{2.94}\text{S}_{2.06}$
7	71.95	0.39	—	—	—	27.67	—	—	—	—	—	$(\text{Ni}_{2.92}\text{Fe}_{0.02})\sum_{2.94}\text{S}_{2.06}$
7	27.39	—	—	—	—	9.41	56.13	7.07	—	—	Паркерит	$\text{Ni}_{3.07}(\text{Bi}_{1.77}\text{Pb}_{0.22})\sum_{1.99}\text{S}_{1.93}$
7	27.91	0.41	—	—	—	10.63	61.06	—	—	—	—	$(\text{Ni}_{3.01}\text{Fe}_{0.05})\sum_{3.06}\text{Bi}_{1.85}\text{S}_{2.10}$
7	26.03	0.88	—	—	—	9.25	55.33	8.51	—	—	—	$(\text{Ni}_{2.95}\text{Fe}_{0.11})\sum_{3.06}(\text{Bi}_{1.76}\text{Pb}_{0.27})\sum_{2.03}\text{S}_{1.92}$
7	29.6	—	—	—	—	10.23	60.17	—	—	—	—	$\text{Ni}_{3.18}\text{Bi}_{1.81}\text{S}_{2.01}$

Таблица 1. Продолжение

Table 1. Continuation

№ обр.	Ni	Fe	Co	Cu	As	S	Bi	Pb	Ge	Sb	Минерал	Формула
7	29.13	—	—	—	—	10.52	60.35	—	—	—	—	$\text{Ni}_{3.12}\text{Bi}_{1.82}\text{S}_{2.06}$
7	28.54	—	—	—	—	10.66	60.8	—	—	—	—	$\text{Ni}_{3.06}\text{Bi}_{1.84}\text{S}_{2.10}$
7	27.06	0.5	—	—	—	9.21	55.86	7.37	—	—	—	$(\text{Ni}_{3.04}\text{Fe}_{0.06})\Sigma_{3.10}(\text{Bi}_{1.77}\text{Pb}_{0.23})\Sigma_{2.00}\text{S}_{1.92}$
7	26.09	0.69	—	—	—	9.33	55.55	7.9	—	—	—	$(\text{Ni}_{2.96}\text{Fe}_{0.08})\Sigma_{3.04}(\text{Bi}_{1.77}\text{Pb}_{0.25})\Sigma_{2.02}\text{S}_{1.94}$
7	29.83	0.67	—	—	—	8.07	48.11	7.29	—	4.75	—	$(\text{Ni}_{3.43}\text{Fe}_{0.08})\Sigma_{3.51}(\text{Bi}_{1.55}\text{Pb}_{0.24})\Sigma_{1.79}\text{S}_{1.70}$
7	29.09	0.43	—	—	—	10.45	60.02	—	—	—	—	$(\text{Ni}_{3.10}\text{Fe}_{0.05})\Sigma_{3.15}\text{Bi}_{1.80}\text{S}_{2.04}$
7	28.06	0.55	—	—	—	10.57	60.82	—	—	—	—	$(\text{Ni}_{3.01}\text{Fe}_{0.06})\Sigma_{3.16}\text{Bi}_{1.84}\text{S}_{2.08}$
7	26.2	0.61	—	—	—	9.38	56.53	7.29	—	—	—	$(\text{Ni}_{2.96}\text{Fe}_{0.07})\Sigma_{3.03}(\text{Bi}_{1.79}\text{Pb}_{0.23})\Sigma_{2.02}\text{S}_{1.94}$
7	52.12	0.6	—	—	45.11	0.37	—	—	1.17	0.63	Маухерит	$(\text{Ni}_{11}\text{Fe}_{0.13})\Sigma_{11.13}\text{As}_{7.46}\text{Ge}_{0.20}\text{Sb}_{0.06}$
7	50.44	0.43	1.22	—	40.22	5.81	—	—	1.18	0.68	—	$(\text{Ni}_{1.03}\text{Co}_{0.24}\text{Fe}_{0.09})\Sigma_{10.36}\text{As}_{6.27}\text{S}_{2.12}\text{Ge}_{0.19}\text{Sb}_{0.07}$
7	50.74	0.57	—	—	46.68	—	—	—	1.2	0.81	—	$(\text{Ni}_{10.80}\text{Fe}_{0.13})\Sigma_{10.93}\text{As}_{7.78}\text{Ge}_{0.21}\text{Sb}_{0.08}$
7	50.25	0.49	—	—	45.76	1.23	—	—	1.41	0.87	—	$(\text{Ni}_{10.56}\text{Fe}_{0.11})\Sigma_{10.67}\text{As}_{7.53}\text{S}_{2.12}\text{Ge}_{0.24}\text{Sb}_{0.09}\text{S}_{0.47}$
7	47.53	1.45	—	—	47.97	—	—	—	1.48	1.57	—	$(\text{Ni}_{10.19}\text{Fe}_{0.33})\Sigma_{10.52}\text{As}_{8.06}\text{Ge}_{0.26}\text{Sb}_{0.16}$
7	47.78	1.34	—	—	47.66	—	—	—	1.48	1.74	—	$(\text{Ni}_{10.25}\text{Fe}_{0.30})\Sigma_{10.55}\text{As}_{8.01}\text{Ge}_{0.26}\text{Sb}_{0.18}$
10	—	31.03	—	33.84	—	35.12	—	—	—	—	Халькопирит	$\text{Cu}_{0.97}\text{Fe}_{1.02}\text{S}_{2.00}$
10	—	1.21	—	73.25	—	25.54	—	—	—	—	Дигенит	$(\text{Cu}_{8.18}\text{Fe}_{0.15})\Sigma_{8.33}\text{S}_{5.66}$
10	—	28.29	—	37.2	—	34.51	—	—	—	—	Халькопирит	$\text{Cu}_{1.08}\text{Fe}_{0.94}\text{S}_{1.99}$
10	—	28.07	—	37.66	—	34.27	—	—	—	—	—	$\text{Cu}_{1.07}\text{Fe}_{0.93}\text{S}_{1.98}$
10	—	30.4	—	34.27	—	35.33	—	—	—	—	—	$\text{Cu}_{0.99}\text{Fe}_{1.00}\text{S}_{2.01}$
10	—	1.72	—	75.88	—	22.4	—	—	—	—	Дигенит	$(\text{Cu}_{8.68}\text{Fe}_{0.22})\Sigma_{8.90}\text{S}_{5.09}$
10	—	15.77	—	56.22	—	28.01	—	—	—	—	Борнит	$\text{Cu}_{4.33}\text{Fe}_{1.38}\text{S}_{4.29}$
10	—	3.89	—	72.45	—	23.65	—	—	—	—	Дигенит	$(\text{Cu}_{8.19}\text{Fe}_{0.50})\Sigma_{8.69}\text{S}_{5.31}$
10	—	29.89	—	35.08	—	35.03	—	—	—	—	Халькопирит	$\text{Cu}_{1.01}\text{Fe}_{0.98}\text{S}_{2.01}$
12	—	31.39	—	33.9	—	34.72	—	—	—	—	—	$\text{Cu}_{0.98}\text{Fe}_{1.03}\text{S}_{1.99}$
12	—	60.29	—	—	—	39.71	—	—	—	—	Пирротин	$\text{Fe}_{6.99}\text{S}_{8.01}$
12	—	31.16	—	34.16	—	34.68	—	—	—	—	Халькопирит	$\text{Cu}_{0.99}\text{Fe}_{1.03}\text{S}_{1.99}$
12	—	31.48	—	33.85	—	34.67	—	—	—	—	—	$\text{Cu}_{0.98}\text{Fe}_{1.03}\text{S}_{1.99}$
12	—	61.25	—	—	—	38.75	—	—	—	—	Пирротин	$\text{Fe}_{7.14}\text{S}_{7.86}$
12	—	31.33	—	34.47	—	34.2	—	—	—	—	Халькопирит	$\text{Cu}_{1.00}\text{Fe}_{1.03}\text{S}_{1.97}$
12	—	60.84	—	—	—	39.16	—	—	—	—	Пирротин	$\text{Fe}_{7.07}\text{S}_{7.93}$
12	—	30.83	—	33.13	—	36.04	—	—	—	—	Халькопирит	$\text{Cu}_{0.95}\text{Fe}_{1.00}\text{S}_{2.05}$
12	28.79	29.88	7.08	—	—	34.25	—	—	—	—	Пентландит	$(\text{Fe}_{4.10}\text{Co}_{0.92}\text{Ni}_{3.76})\Sigma_{8.78}\text{S}_{8.21}$
22	—	60.19	—	—	—	39.81	—	—	—	—	Пирротин	$\text{Fe}_{6.97}\text{S}_{8.03}$
22	—	60.07	—	—	—	39.93	—	—	—	—	—	$\text{Fe}_{6.95}\text{S}_{8.05}$
22	—	47.06	—	—	—	52.94	—	—	—	—	Пирит	$\text{Fe}_{1.01}\text{S}_{1.99}$
23	—	59.92	—	—	—	40.08	—	—	—	—	Пирротин	$\text{Fe}_{6.93}\text{S}_{8.07}$
23	—	59.26	—	—	—	40.74	—	—	—	—	—	$\text{Fe}_{6.83}\text{S}_{8.17}$
23	3.87	2.45	27.56	—	46.72	19.4	—	—	—	—	Кобальтин	$(\text{Co}_{0.78}\text{Fe}_{0.07}\text{Ni}_{0.11})\Sigma_{0.96}\text{As}_{1.03}\text{S}_{1.00}$
23	—	59.25	—	—	—	40.75	—	—	—	—	Пирротин	$\text{Fe}_{6.82}\text{S}_{8.18}$
23	0.76	58.71	—	—	—	40.53	—	—	—	—	—	$\text{Fe}_{6.77}\text{Co}_{0.08}\text{S}_{8.14}$
23	0.43	59.71	—	—	—	39.87	—	—	—	—	—	$\text{Fe}_{6.91}\text{Co}_{0.05}\text{S}_{8.04}$
23	—	58.93	—	—	—	41.07	—	—	—	—	—	$\text{Fe}_{6.77}\text{S}_{8.23}$
24	41.09	24.74	—	—	—	34.17	—	—	—	—	Пентландит	$(\text{Fe}_{5.62}\text{Ni}_{3.22})\Sigma_{8.84}\text{S}_{8.16}$

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

№ обр.	Ni	Fe	Co	Cu	As	S	Bi	Pb	Ge	Sb	Минерал	Формула
24	40.65	24.63	—	—	—	34.72	—	—	—	—	—	$(\text{Fe}_{5.54}\text{Ni}_{3.19})\sum_{8.73}\text{S}_{8.26}$
24	40.95	25.01	—	—	—	34.04	—	—	—	—	—	$(\text{Fe}_{5.61}\text{Ni}_{3.26})\sum_{8.87}\text{S}_{8.14}$
25	—	1.69	32.78	—	45.83	19.71	—	—	—	—	Кобальтин	$(\text{Co}_{0.92}\text{Fe}_{0.05})\sum_{0.97}\text{As}_{1.01}\text{S}_{1.02}$
25	—	2.23	31.62	—	46.15	20	—	—	—	—	—	$(\text{Co}_{0.89}\text{Fe}_{0.07})\sum_{0.96}\text{As}_{1.02}\text{S}_{1.03}$
26	67.13	2.64	—	—	—	30.23	—	—	—	—	Годлевскит	$\text{Ni}_{6.96}\text{Fe}_{0.28}\text{S}_{5.75}$
26	68.03	—	—	—	—	31.97	—	—	—	—	—	$\text{Ni}_{6.98}\text{S}_{6.02}$
26	65.25	1.61	—	—	—	33.14	—	—	—	—	Миллерит	$(\text{Ni}_{0.95}\text{Fe}_{0.03})\sum_{0.98}\text{S}_{1.02}$
26	72.95	—	—	—	—	27.05	—	—	—	—	Хизлевудит	$\text{Ni}_{2.98}\text{S}_{2.02}$
26	72.72	—	—	—	—	27.28	—	—	—	—	—	$\text{Ni}_{2.96}\text{S}_{2.04}$
27	35.20	28.95	1.98	—	—	33.88	—	—	—	—	Пентландит	$(\text{Fe}_{4.84}\text{Co}_{0.26}\text{Ni}_{3.78})\sum_{8.88}\text{S}_{8.12}$
27	36.97	28.93	—	—	—	34.10	—	—	—	—	—	$(\text{Fe}_{5.07}\text{Ni}_{3.78})\sum_{8.85}\text{S}_{8.16}$
28	68.41	—	—	—	—	31.59	—	—	—	—	Годлевскит	$\text{Ni}_{7.04}\text{S}_{5.96}$
28	32.63	22.18	11.59	—	—	33.60	—	—	—	—	Пентландит	$(\text{Fe}_{3.07}\text{Ni}_{4.30}\text{Co}_{1.52})\sum_{8.89}\text{S}_{8.11}$
28	71.85	0.6	—	—	—	27.56	—	—	—	—	Хизлевудит	$(\text{Ni}_{2.92}\text{Fe}_{0.03})\sum_{2.95}\text{S}_{2.05}$
29	49.54	0.41	—	—	49.49	0.56	—	—	—	—	Маухерит	$(\text{Ni}_{10.48}\text{Fe}_{0.10})\sum_{10.58}\text{As}_{8.20}\text{S}_{0.21}$
29	72.07	—	—	—	—	27.93	—	—	—	—	Хизлевудит	$\text{Ni}_{2.92}\text{S}_{2.08}$
29	36.24	23.28	6.87	—	—	33.61	—	—	—	—	Пентландит	$(\text{Fe}_{4.99}\text{Co}_{0.90}\text{Ni}_{3.05})\sum_{8.94}\text{S}_{8.07}$
29	36.11	23.61	6.6	—	—	33.68	—	—	—	—	—	$(\text{Fe}_{3.26}\text{Co}_{0.86}\text{Ni}_{4.75})\sum_{8.87}\text{S}_{8.12}$
29	65.31	0.8	—	—	—	33.88	—	—	—	—	Миллерит	$(\text{Ni}_{0.98}\text{Fe}_{0.01})\sum_{0.99}\text{S}_{1.01}$
29	71.33	1.02	—	—	—	27.64	—	—	—	—	Хизлевудит	$(\text{Ni}_{2.92}\text{Fe}_{0.03})\sum_{2.95}\text{S}_{2.05}$
29	66.61	—	—	—	—	33.39	—	—	—	—	Миллерит	$\text{Ni}_{0.96}\text{S}_{1.04}$
29	65.45	0.36	—	—	—	34.19	—	—	—	—	—	$(\text{Ni}_{0.98}\text{Fe}_{0.01})\sum_{0.99}\text{S}_{1.02}$
29	67.89	—	—	—	—	32.11	—	—	—	—	Годлевскит	$\text{Ni}_{6.96}\text{S}_{6.04}$
29	66.58	2.19	—	—	—	31.24	—	—	—	—	—	$\text{Ni}_{6.86}\text{Fe}_{0.24}\text{S}_{5.90}$
29	67.8	2.06	—	—	—	30.14	—	—	—	—	—	$\text{Ni}_{7.04}\text{Fe}_{0.22}\text{S}_{5.74}$
29	37.33	23.14	6.21	—	—	33.32	—	—	—	—	Пентландит	$(\text{Fe}_{5.14}\text{Co}_{0.81}\text{Ni}_{3.03})\sum_{8.98}\text{S}_{8.02}$
29	68.93	3	—	—	—	28.07	—	—	—	—	Хизлевудит	$(\text{Ni}_{2.88}\text{Fe}_{0.07})\sum_{2.95}\text{S}_{2.05}$
29	70.9	1.56	—	—	—	27.54	—	—	—	—	—	$(\text{Ni}_{2.88}\text{Fe}_{0.07})\sum_{2.95}\text{S}_{2.05}$
29	37.71	23.97	5.07	—	—	33.25	—	—	—	—	Пентландит	$(\text{Fe}_{5.20}\text{Co}_{0.66}\text{Ni}_{3.14})\sum_{9.00}\text{S}_{7.99}$
30	32.14	34.68	—	—	—	33.17	—	—	—	—	—	$(\text{Fe}_{4.44}\text{Ni}_{4.56})\sum_{9.00}\text{S}_{78.00}$
30	34.83	30.63	—	—	—	34.54	—	—	—	—	—	$(\text{Fe}_{4.77}\text{Ni}_{3.99})\sum_{8.76}\text{S}_{78.25}$
31	24.44	42.16	—	—	—	33.40	—	—	—	—	—	$(\text{Fe}_{3.38}\text{Ni}_{5.55})\sum_{8.93}\text{S}_{78.07}$
31	25.45	39.87	1.19	—	—	33.49	—	—	—	—	—	$(\text{Fe}_{3.52}\text{Co}_{0.16}\text{Ni}_{5.24})\sum_{8.92}\text{S}_{8.08}$
31	25.35	40.73	—	—	—	33.93	—	—	—	—	—	$(\text{Fe}_{3.49}\text{Ni}_{5.34})\sum_{8.83}\text{S}_{78.16}$
34	72.34	0.3	—	—	—	27.37	—	—	—	—	Хизлевудит	$(\text{Ni}_{2.94}\text{Fe}_{0.01})\sum_{2.95}\text{S}_{2.04}$
34	65.81	0.33	—	—	—	33.85	—	—	—	—	Миллерит	$(\text{Ni}_{0.97}\text{Fe}_{0.01})\sum_{0.98}\text{S}_{1.03}$
39	37.52	31.06	3.06	—	—	28.37	—	—	—	—	Пентландит	$(\text{Fe}_{4.43}\text{Co}_{0.41}\text{Ni}_{5.09})\sum_{9.937}\text{S}_{7.06}$
40	61.93	1.1	0.74	—	—	36.23	—	—	—	—	Миллерит	$(\text{Ni}_{0.95}\text{Fe}_{0.02}\text{Co}_{0.01})\sum_{0.98}\text{S}_{1.00}$
40	61.93	1.18	0.87	—	—	36.02	—	—	—	—	—	$(\text{Ni}_{0.95}\text{Fe}_{0.02}\text{Co}_{0.01})\sum_{0.98}\text{S}_{1.02}$
40	42.05	22.27	2.03	—	—	33.65	—	—	—	—	Пентландит	$(\text{Fe}_{5.77}\text{Co}_{0.26}\text{Ni}_{2.91})\sum_{8.94}\text{S}_{8.06}$
40	41.63	22.72	1.91	—	—	33.74	—	—	—	—	—	$(\text{Fe}_{5.71}\text{Co}_{0.25}\text{Ni}_{2.96})\sum_{8.92}\text{S}_{8.07}$

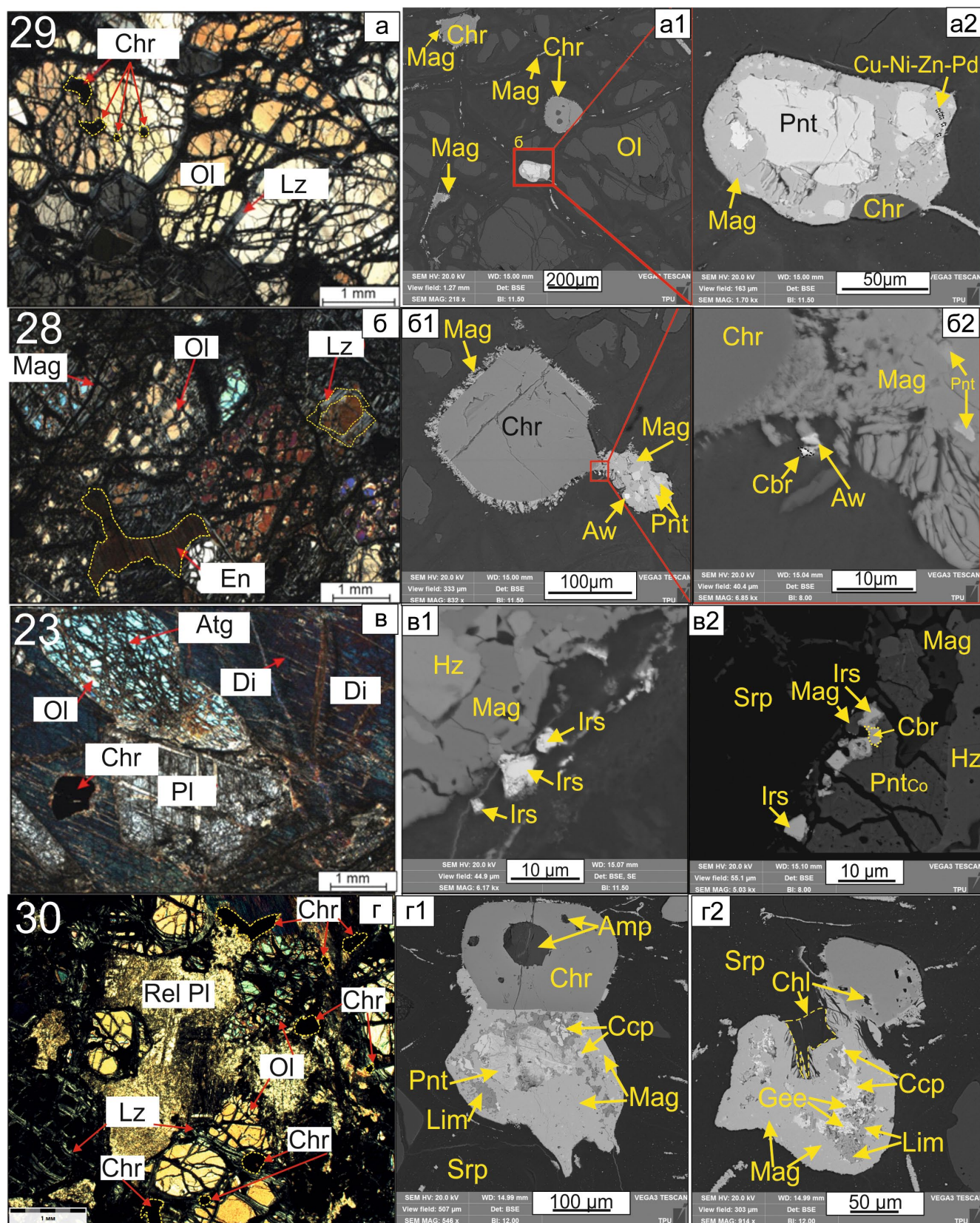


Рис. 6. Микрофотографии пород массива Дюкали (номера отражают точки отбора проб на рис. 3) в скрещенных николях оптического микроскопа (а–г) и обратно отраженных электронах сканирующего электронного микроскопа (а1–г2).

Первое фото отражает петрографическую характеристику породы, второе и третье в ряду – минераграфические особенности данной породы. а – дунит, частично серпентинизированный (*Lz*) с вкрапленностью акцессорного хромшпинелида (*Chr*); а1 – резорбированные лизардитом зерна оливина (*Ol*), ассоциирующие с вкрапленными субизометричными зернами сохранившегося хромшпинелида (*Chr*) и практически полностью замещенными до магнетита (*Mag*), содержащего в центральной части пентландит (*Pnt*) и микронные агрегаты интерметаллических включений (а2); б – перидотит, сложенный крупными зернами оливина (*Ol*), по контуру которого развивается лизардит (*Lz*) с более мелкими вкрапленниками энстатита (*En*), замещенного баститом; б1 – изометричное зерно хромшпинелида (*Chr*), оконтуренное мелкозернистыми агрегатами магнетита (*Mag*), возникшего на этапе серпентинизации и увеличенный фрагмент (б2) участка, содержащего зерна кабриита (*Cbr*), аваруита (*Aw*) и пентландита (*Pnt*); плагиоперидотит, состоящий из диопсида (*Di*), оливина (*Ol*) и основного плагиоклаза (*Pl*) с вкрапленностью хромшпинелида (*Chr*); в1, в2 – увеличенные фрагменты Pt-Pd вкрапленности в виде ирарсита (*Irs*) и кабриита (*Cbr*) в краевой части магнетитовых (*Mag*) агрегатов в ассоциации с хизлевудитом (*Hlz*) и Со-пентландитом (*Pnt_{Co}*); г–г2 – плагиоперидотит с преобразованным до пренита плагиоклазом (*Rel Pl*) с идиоморфными субизометричными зернами оливина (*Ol*), частично замещенными до лизардита (*Lz*); зерна хромшпинелида (*Chr*), частично преобразованные до магнетита (*Mag*) с вкрапленностью сульфидов никеля и меди в виде пентландита (*Pnt*), джирита (*Gee*), халькопирита (*Ccp*). *Chl* – хлорит, *Srp* – серпентин, *Lim* – лимонит.

Fig. 6. Microphotographs of rocks from the Dukaly massif under crossed nicols of an optical microscope (a–г) and in backscattered electron mode of a scanning electron microscope (a1–г2).

The first image illustrates the petrographic characteristics of the rock, while the second and third images in each series emphasize its mineragraphic features. а – dunite, partially serpentinized (*Lz*), containing disseminated accessory chromite (*Chr*); а1 – olivine (*Ol*) grains resorbed by lizardite (*Lz*), associated with disseminated subhedral chromite (*Chr*) grains and nearly completely replaced by magnetite (*Mag*); the magnetite hosts pentlandite (*Pnt*) and micron-sized aggregates of intermetallic inclusions in its central part (а2); б – peridotite composed of coarse olivine (*Ol*) grains, surrounded by lizardite (*Lz*), with smaller disseminated enstatite (*En*) grains replaced by bastite; б1 – a subhedral chromite (*Chr*) grain rimmed by fine-grained magnetite (*Mag*) aggregates formed during serpentinization; enlarged fragment (б2 inset) showing grains of cabriite (*Cbr*), awaruite (*Aw*), and pentlandite (*Pnt*); в – plagioperidotite consisting of diopside (*Di*), olivine (*Ol*), and basic plagioclase (*Pl*), with disseminated chromite (*Chr*); в1, в2 – enlarged fragments showing Pt-Pd mineralization as irarsite (*Irs*) and cabriite (*Cbr*) along the margins of magnetite (*Mag*) aggregates, associated with hessite (*Hlz*) and Co-bearing pentlandite (*Pnt_{Co}*); г–г2 – plagioperidotite with plagioclase (*Pl*) altered to prehnite (*Rel Pl*), containing idiomorphic to subhedral olivine (*Ol*) grains partially replaced by lizardite (*Lz*); chromite (*Chr*) grains partially altered to magnetite (*Mag*) and hosting low-temperature Ni-Cu sulfides, including pentlandite (*Pnt*), geerite (*Gee*), and chalcopyrite (*Ccp*). *Chl* – chlorite, *Srp* – serpentine, *Lim* – limonite.

Для габброидов отмечается широкий диапазон вариаций химического состава (Изох и др., 1967). Согласно этим данным, наблюдается постепенный переход от ультрамафитовых по составу, обогащенных фемическими компонентами и обедненных кальцием разностей (габбро-пироксениты) к более лейкократовым и анортит-обогащенным разновидностям (лейкогаббро, приближающиеся по составу к плагиоклазитам), что отражает процессы магматической дифференциации в рамках этой эволюционной серии (Изох и др., 1967).

Раннемеловой возраст гурских интрузий определяется тем, что они локализованы среди отложений юрско-раннемелового возраста и прорваны позднеальбскими интрузиями хунгарийского комплекса. В рамках выполнения ГДП-200 радиохронологическими исследованиями по цирконам уран-свинцовым методом установлен конкордантный возраст для серпентинизированных перидотитов 135.6 ± 2.1 млн лет; для клинопироксенитов – конкордантный возраст 130.7 ± 1.4 млн лет; для габброидов – средневзвешенный возраст 133.8 ± 2.3 и 132.6 ± 2.9 млн лет (в пробах присутствовали цирконы с более древним и более молодым возрастом) (Юрченко, Добкин, 2020). По данным геофизических исследований, основанных на магнитной восприимчивости (Юрченко, Добкин, 2020), породы массива Дюкали характеризуются определенными признаками внутренней расслоен-

ности. В явном виде внутренняя расслоенность наблюдается только в ультраосновной части Дюкалинского массива.

Геохимическая характеристика массивов Икчука и Дюкали

В пределах рассматриваемых массивов проведено их сравнение по геохимическим данным. Для этого подготовлены выборки, включающие пробы, отобранные по ультрамафитам, по ним рассчитаны значения критерия Манна–Уитни и проведен дискриминантный анализ по методам, описанным в (Ворошилов, 2011; Ziaii et al., 2019). Перераспределение химических элементов по массивам одного состава отражает табл. 3.

В ходе интерпретации обширных первичных геохимических данных по массивам Дюкали (обр. n-3600) и Икчука (обр. n-1061) для сопоставления соотношения Cr/Ni установлено, что этот показатель варьирует в широких пределах: для массива Дюкали ≈ 0.46 –35.41, для массива Икчука – 0.47–28.40, что отражает как слабодифференцированные ассоциации ($\text{Cr/Ni} \approx 1$ –3), так и сильнодифференцированные или вторично измененные породы с экстремально высокими значениями ($\text{Cr/Ni} > 20$), вероятно связанными с серпентинизацией и выносом Ni. Плагиоперидотитовые разности с повышенными содержаниями элементов пла-

Таблица 2. Результаты микрорентгеноспектрального ЭДС-анализа состава ЭПП-минералов массива Дюкали, нормализованные на 100%
Table 2. Representative electron probe microanalyses of PGE-minerals from the Dukaly massif. Data normalized to 100%

№ обр.	Cu	Pd	Pt	Sn	Ni	Hg	S	As	Ir	Au	Pb	Сумма	Формула	Минерал
5	66.87	1.74	31.39	—	—	—	—	—	—	—	—	100.00	(Pd _{0,10} Pt _{0,90})Cu _{5,99}	UM2004-13-E:CuPdPt'
5	67.89	2.36	29.75	—	—	—	—	—	—	—	—	100.00	(Pd _{0,12} Pt _{0,86})Cu _{6,01}	UM2004-13-E:CuPdPt'
5	68.62	2.57	28.81	—	—	—	—	—	—	—	—	100.00	(Pd _{0,13} Pt _{0,82})Cu _{6,04}	UM2004-13-E:CuPdPt'
5	68.75	2.43	28.82	—	—	—	—	—	—	—	—	100.00	(Pd _{0,13} Pt _{0,83})Cu _{6,04}	UM2004-13-E:CuPdPt'
5	69.55	2.50	27.95	—	—	—	—	—	—	—	—	100.00	(Pd _{0,13} Pt _{0,80})Cu _{6,07}	UM2004-13-E:CuPdPt'
6	46.37	—	53.63	—	—	—	—	—	—	—	—	100.00	Cu _{2,91} Pt _{1,09}	Томамаэит
6	45.54	—	54.46	—	—	—	—	—	—	—	—	100.00	Cu _{2,88} Pt _{1,13}	—"
6	12.82	6.76	56.25	24.18	—	—	—	—	—	—	—	100.00	(Pt _{6,09} Pd _{1,34} Cu _{1,59}) _{0,02} Cu _{2,60} Sn _{4,30}	Татьянаит
6	39.97	48.83	—	8.57	2.63	—	—	—	—	—	—	100.00	Pd _{3,43} Cu _{4,70} Sn _{0,54} Ni _{2,63}	Станнопаладинит
7	50.66	—	—	—	—	—	—	—	—	49.34	—	100.00	Cu _{3,04} Au _{0,97}	Купроаурит
11	39.45	7.46	51.12	1.96	—	—	—	—	—	—	—	100.00	(Cu _{2,56} Pd _{0,29} Sn _{0,07}) _{2,92} Pt _{1,09}	Томамаэит
19	0.71	62.71	—	—	—	—	—	—	—	—	36.57	99.99	Pd ₃ Cu _{0,06} Pb _{0,91}	Звягинцевит
19	—	61.76	—	—	—	—	—	—	—	—	38.24	100.00	Pd _{3,04} Pb _{0,97}	—"
19	—	35.76	—	—	—	64.24	—	—	—	—	—	100.00	Pd _{1,02} Hg _{0,98}	Потарит
16	7.72	—	92.28	—	—	—	—	—	—	—	—	100.00	Pt _{3,18} Cu _{0,81}	Unnamed (Pt-Cu Alloy)'
20	1.81	—	53.12	—	—	—	—	45.07	—	—	—	100.00	(Pt _{0,90} Cu _{0,10})As _{2,00}	Спериллит
20	54.81	3.91	41.28	—	—	—	—	—	—	—	—	100.00	Cu _{3,10} (Pd _{0,13} Pt _{0,76})	Томамаэит
21	38.74	10.15	51.11	—	—	—	—	—	—	—	—	100.00	Cu _{2,52} Pd _{0,39} Pt _{1,08}	—"
22	26.60	2.87	70.53	—	—	—	—	—	—	—	—	100.00	(Pt _{0,90} Pd _{0,07})Cu _{1,03}	Хонгшиит
23	72.61	2.12	25.27	—	—	—	—	—	—	—	—	100.00	(Pd _{0,11} Pt _{0,70})Cu _{6,19}	UM2004-13-E:CuPdPt'
23	15.11	52.95	—	31.94	—	—	—	—	—	—	—	100.00	Pd _{1,98} Cu _{0,95} Sn _{1,07}	Кабриит
23	14.30	53.50	—	32.20	—	—	—	—	—	—	—	100.00	Pd _{2,01} Cu _{0,90} Sn _{1,08}	—"
23	13.89	36.64	21.52	27.95	—	—	—	—	—	—	—	100.00	(Pt _{1,94} Pd _{6,06} Cu _{1,00}) _{0,0} Cu _{2,84} Sn _{4,14}	Татьянаит
23	—	—	8.86	—	—	—	10.83	26.90	53.41	—	—	100.00	(Ir _{0,82} Pt _{0,14})As _{1,05} S _{0,99}	Ирарсит
23	—	—	9.52	—	—	—	11.83	26.67	51.99	—	—	100.00	(Ir _{0,77} Pt _{0,14})As _{1,02} S _{1,05}	—"
23	—	—	8.99	—	—	—	11.02	27.19	52.80	—	—	100.00	(Ir _{0,80} Pt _{0,13})As _{1,06} S _{1,00}	—"

Таблица 3. Сравнение содержаний химических элементов в ультрамафитах массивов Дюкали и Икчука

Table 3. Comparison of chemical element contents in ultramafic rocks of the Dukaly and Ikchuka massifs

Элемент	Критерий Манна–Уитни (Z)	Элемент	Критерий Манна–Уитни (Z)
Al	3.91	Na	–16.26
As	–20.20	Ni	9.23
Au	–1.35	P	–3.32
Ba	–21.24	Pb	–20.24
Be	–15.23	Pt	6.16
Ca	16.34	Pd	2.00
Cd	4.26	S	3.23
Co	7.86	Sb	1.29
Cr	16.21	Sc	13.46
Cu	13.50	Sr	–21.14
Fe	13.14	Th	41.07
Ga	–0.38	Ti	–6.37
K	–16.67	V	15.86
La	–17.34	W	–42.46
Mg	11.40	Zn	7.64
Mo	6.25	Mn	3.60

Примечание. При $Z > 1.96$ расхождение между средними значениями статистически значимое.

Note. Differences between mean values are considered statistically significant when the absolute Z-value exceeds the critical threshold of 1.96.

тиновой группы ($Pt + Pd \geq 0.015$ г/т) (ЭПГ), установлены только для массива Дюкали. В породах, содержащих аномально высокие концентрации ЭПГ ($Pt + Pd \approx 1.3–5.9$ г/т), отношение Cr/Ni сосредоточено в узком диапазоне 4.16–5.0 ($n = 20$).

Статистический анализ (критерий Манна–Уитни) выявил фундаментальные геохимические различия между массивами. По 29 из 32 анализируемых элементов зафиксированы статистически значимые расхождения ($|Z| > 1.96$), что свидетельствует об их принципиально разном происхождении и эволюции. Особенно контрастны различия по щелочным (K, Na) и щелочноземельным (Ba, Sr, Ca) элементам, а также по рудным компонентам (As, Pb, Pt, Cr, V). В результате проведения дискриминантного анализа сформированные выборки по двум массивам заняли обособленные поля в координатах многомерных канонических переменных (рис. 7).

Данные табл. 3 демонстрируют наличие статистически значимых различий по большинству химических элементов, за исключением золота (Au), галлия (Ga) и сурьмы (Sb). Это подтверждают значительные различия исследуемых массивов по химическому составу и формационной принадлежности, дополнительно это подтверждается дискриминантным анализом (см. рис. 7).

На дендрограмме переменных (метод Варда, корреляция Пирсона) (рис. 8) для массива Дюка-

ли выделяются несколько устойчивых кластеров элементов. Наиболее тесные положительные связи наблюдаются между Ni и Co, а также между Fe и Cr, которые объединяются в общую группу с Mn. Элементы платиновой группы Pt и Pd образуют отдельный кластер, который на следующем уровне объединяется с ультрамафической ассоциацией (Cr, Fe, Ni, Co, Mn). Литофильные элементы Ba и K формируют самостоятельную пару, к которой присоединяются As и Pb. Высокозарядные элементы Ti и V объединяются с Ca и Cu. Zn и Sr образуют обособленную пару. На самом высоком уровне иерархии все переменные разделяются на две основные группы, что отражает фундаментальные различия в их геохимическом поведении в исследованных породах.

Факторный анализ (Reimann et al., 2002), проведенный по площади массива Дюкали, позволил выявить четыре ключевые геохимические ассоциации (табл. 4, рис. 9), каждая из которых отражает как первичный состав исходных пород, так и наложенные поздние гидротермально-метасоматические преобразования.

Фактор 1 (F1). Представляет собой совокупность порообразующих элементов (Cr, Co, Fe, Zn, Ni, Mn), концентрации которых резко повышаются в областях распространения ультрамафитов. Поэтому этот фактор получил название “породный”.

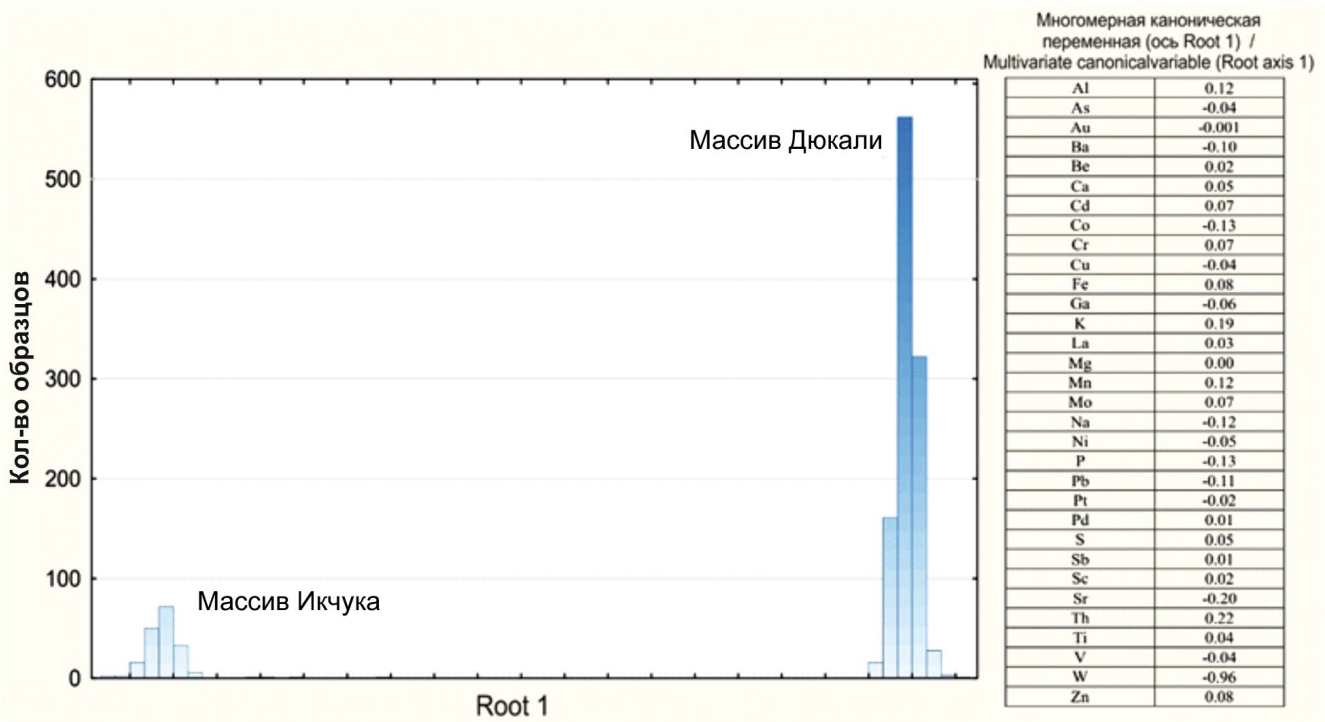


Рис. 7. Результат дискриминантного анализа по массивам Дюкали и Икчука.

Fig. 7. Result of discriminant analysis for the Dukaly and Ikchuka massifs.

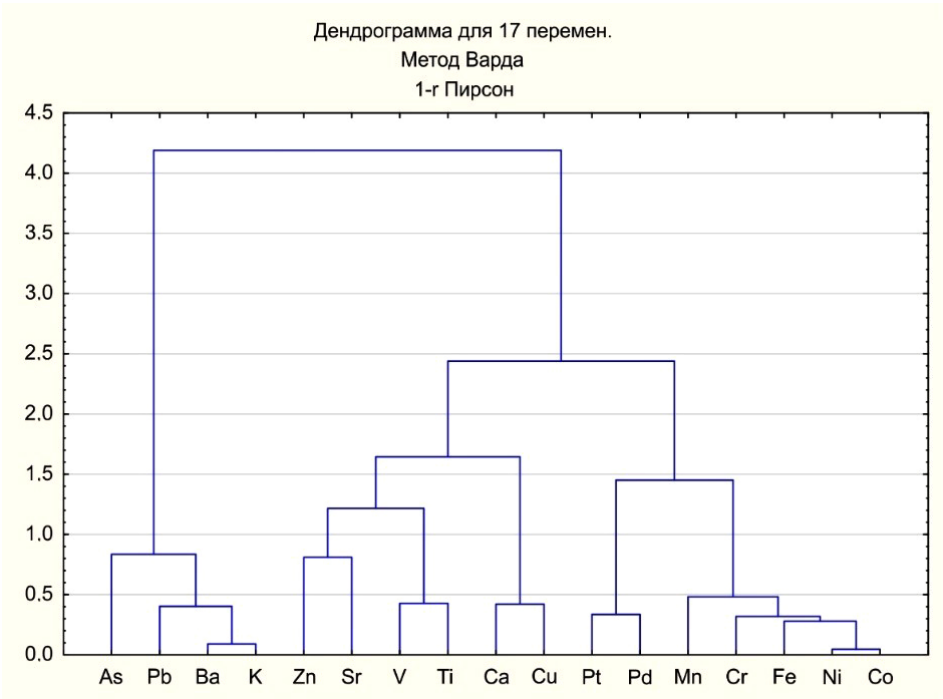


Рис. 8. Дендрограмма корреляционных связей.

Fig. 8. Dendrogram of correlation relationships.

Таблица 4. Матрица факторных нагрузок для вторичных ореолов рассеяния площади массива Дюкали (г/т; Fe, Ti, Ca, K – мас. %)

Table 4. Factor loading matrix for secondary dispersion halos of the Dukaly area (ppm; Fe, Ti, Ca, K – wt %)

Элемент	Факторные нагрузки			
	F1	F2	F3	F4
Co	0.84	0.35	–0.26	0.16
Cr	0.81	0.17	–0.13	0.22
Cu	–0.13	0.64	–0.02	0.00
Fe	0.80	0.26	0.06	0.25
As	–0.21	–0.37	0.08	0.04
Ti	–0.19	–0.27	0.83	–0.07
Pt	0.15	0.02	–0.07	0.89
Pd	0.22	0.06	–0.05	0.87
Ca	0.14	0.86	0.14	0.00
Ba	–0.29	–0.85	0.19	–0.12
Sr	0.23	–0.39	0.45	–0.10
Zn	0.67	–0.22	0.20	0.06
Ni	0.76	0.37	–0.36	0.16
Pb	–0.38	–0.70	0.04	–0.06
Mn	0.77	0.22	–0.03	0.00
V	–0.09	0.39	0.83	–0.02
K	–0.36	–0.84	0.07	–0.10

Примечание. Полужирным выделены элементы, вносящие наиболее значимый вклад в геохимическую ассоциацию отдельного фактора.

Note. Elements that make the most significant contribution to the geochemical association of a particular factor are highlighted in bold.

Фактор 2 (F2). Отражает зоны интенсивного проявления сульфидной минерализации, характеризующиеся повышенным содержанием меди (Cu) и кальция (Ca). Наиболее высокие показатели этого фактора фиксируются в полях развития габброидных тел.

Фактор 3 (F3). Описывается присутствием аномалий титана (Ti), стронция (Sr) и ванадия (V), что связано с развитием толщ терригенно-осадочного происхождения и гранитоидных магматических формаций.

Фактор 4 (F4). Выделяется высоким содержанием благородных металлов платины (Pt) и палладия (Pd), концентрирующихся в участках контакта ультрамафитовых и габбровых разностей (плагио-перидотитовых породах).

Выделенные факторы интерпретированы на основании комплексного учета химического состава, особенностей пространственного распределения элементов и специфики геологических условий региона.

Минералы спутники ЭПГ-минерализации в массивах Дюкали и Икчука

Хромшпинелиды – ключевые минералы-спутники ЭПГ минерализации (Tredoux et al., 1995; Ballhaus, Sylvester, 2000), а также важные минералы-индикаторы для формационной типизации ультра-

трамафитов, так как их состав отражает условия формирования и эволюцию формирования массивов (Arai, 1994).

По разбросу значений хромистости ($Cr\# = Cr/(Cr + Al)$) хромшпинелиды массива Икчука характеризуются следующими значениями – 0.29–0.97 (среднее ≈ 0.63 ($n = 58$)), что указывает на присутствие признаков значительного преобразования хромшпинелидов с переходом в железистые разности с последующим преобразованием в магнетит (рис. 10И1–И3, 11, табл. 5). Значительно измененные разновидности, содержащие примеси марганца, никеля и кремния, исключены из таблиц, поскольку в них нарушена стехиометрия исходных хромшпинелидов. Хромшпинелиды массива Дюкали, несмотря на более выдержанный состав с вариацией $Cr\#$ в пределах 0.40–0.80 (среднее ≈ 0.57 ($n = 76$)), содержат обильное количество разнообразных включений (см. рис. 10Д1). В качестве включений они содержат оливин, авгит, амфиболы щелочного состава, флогопит, ильменит-пирофанит, хлорит, Na-плагиоклазы, бадделиит, сульфиды никеля и меди (см. рис. 10Д2) (Левочкин и др., 2025в). Для хромшпинелидов массива Дюкали характерно повышенное содержание TiO_2 (≈ 0.97 мас. %), а также постоянная примесь V_2O_5 .

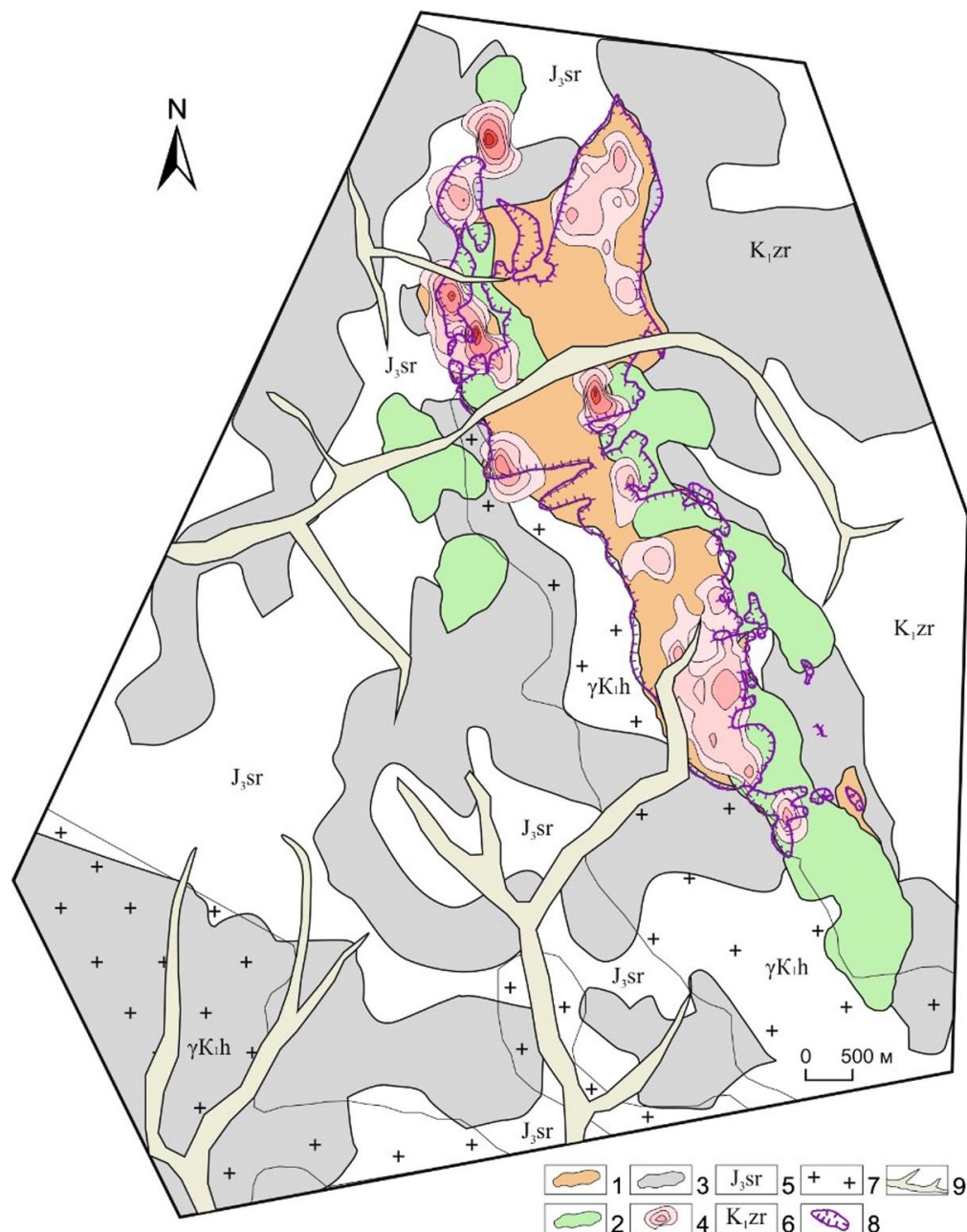


Рис. 9. Распределение геохимических ассоциаций в пределах Дюкалинской площади, выявленных факторным анализом (значения фактора >0.4).

1 – Cr, Co, Fe, Zn, Ni, Mn; 2 – Cu, Ca; 3 – Ti, Sr, V; 4 – Pt, Pd; 5 – алевролиты, песчаники, аргиллиты (K₁zr); 6 – алевролиты, единичные прослои песчаников (J₃sr); 7 – граниты, гранодиориты и их дайки (γK₁h); 8 – ультрамафиты; 9 – аллювиальные отложения.

Fig. 9. Distribution of geochemical associations within the Dukaly area identified by factor analysis (factor values >0.4).

1 – Cr, Co, Fe, Zn, Ni, Mn; 2 – Cu, Ca; 3 – Ti, Sr, V; 4 – Pt, Pd; 5 – siltstones, sandstones, argillites (K₁zr); 6 – siltstones with solitary sandstone interlayers (J₃sr); 7 – granites, granodiorites and their dikes (γK₁h); 8 – ultramafic rocks; 9 – alluvial deposits.

Диаграмма Cr–Al–Fe³⁺ (см. рис. 11a) демонстрирует определенные различия в распределении составов хромшпинелидов двух массивов относительно полей метаморфических фаций и генетических ти-

пов интрузий. Составы хромшпинелидов массива Дюкали концентрируются преимущественно в поле магматических хромшпинелидов и значительно перекрываются с полем расслоенных интрузи-

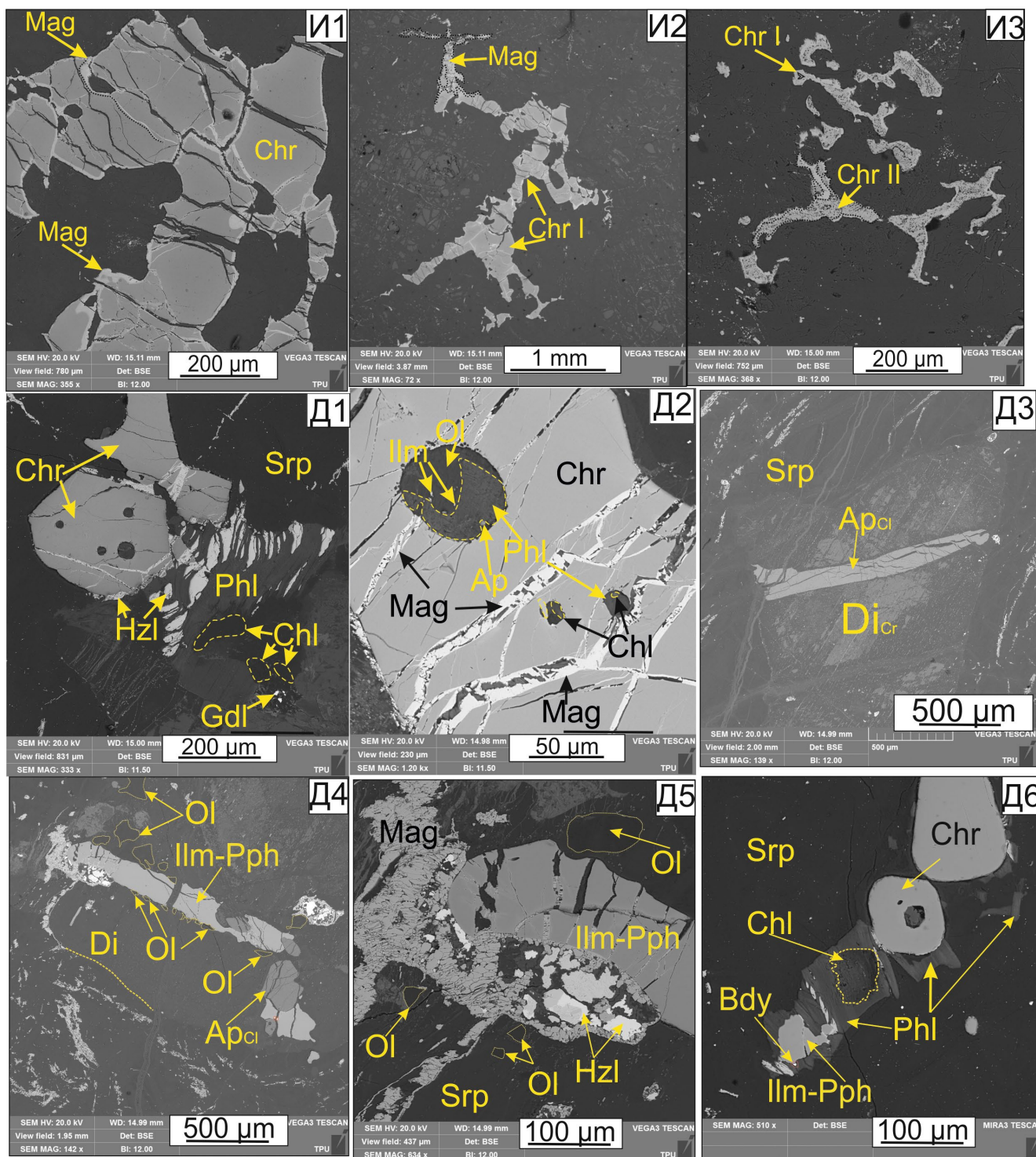


Рис. 10. Микрофотографии хромшпинелидов массивов Икчука (И1–И3) и Дюкали (Д1–Д6) в обратно отраженных электронах сканирующего электронного микроскопа.

И1–И3 – неправильная форма зерен хромшпинелида (*Chr*), местами замещенного до феррихромита (*Chr II*) и далее до магнетита (*Mag*). Массив Дюкали: Д1 – субизометричные зерна хромшпинелида (*Chr*), содержащие округлые силикатные включения в ассоциации с кристаллами флогопита (*Phl*), по которому развивается хлорит (*Chl*); Д2 – увеличенный фрагмент зерна хромшпинелида (*Chr*), содержащего включения оливина (*Ol*), ильменита (*Ilm*), флогопита (*Phl*), апатита (*Ap*) и хлорита (*Chl*) с залеченными магнетитом (*Mag*) трещинами; Д3 – зерна Cl-апатита (*Ap_{Cl}*) в ассоциации с хромдиоксидом (*Di_{Cr}*) в серпентиновой массе (*Srp*) образца в котором установлены ЭПГ; Д4 – крупный кристалл ильменита-пиррофанита (*Ilm-Pph*) в ассоциации с Cl-апатитом (*Ap_{Cl}*) и округлыми выделениями оливина (*Ol*); Д5 – увеличенный фраг-

мент этого участка, демонстрирующий формирование хизлевудита (*Hzl*) в ассоциации с поздним магнетитом (*Mag*) и хлоритом (*Chl*); Д6 – кристаллы флогопита (*Phl*), обрастающие хромшпинелид (*Chr*) в ассоциации с ильменит-пирофанитом (*Ilm-Pph*) и мелким зерном бадделейита (*Bdy*).

Fig. 10. Backscattered electron (BSE) microphotographs of chromian spinel grains from the Ikchuka (И1–И3) and Dukaly (Д1–Д6) massifs obtained using scanning electron microscopy.

И1–И3 – Irregularly shaped chromite (*Chr*) grains, locally altered to ferrian chromite (*Chr II*) and further to magnetite (*Mag*). Dukaly deposit: Д1 – Subhedral chromite (*Chr*) grains containing rounded silicate inclusions, associated with phlogopite (*Phl*) crystals, which are in turn being replaced by chlorite (*Chl*); Д2 – Enlarged fragment of a chromite (*Chr*) grain hosting inclusions of olivine (*Ol*), ilmenite (*Ilm*), phlogopite (*Phl*), apatite (*Ap*), and chlorite (*Chl*) with magnetite-healed fractures; Д3 – Cl-rich apatite (*Ap_{Cl}*) crystals associated with Cr-diopside (*DiCr*) within a serpentized matrix (*Srp*) in a sample containing PGE minerals; Д4 – a large ilmenite–pyrophanite (*Ilm-Pph*) crystal associated with Cl-rich apatite (*Ap_{Cl}*) and rounded olivine (*Ol*) inclusions; Д5 – Enlarged view of the same area showing the formation of higginsite (*Hzl*) in association with late-stage magnetite (*Mag*) and chlorite (*Chl*); Д6 – Phlogopite (*Phl*) crystals overgrowing chromite (*Chr*), associated with ilmenite–pyrophanite (*Ilm-Pph*) and a small baddeleyite (*Bdy*) grain.

зий. Фигуративные точки располагаются в области стабильности, соответствующей температурам 500–600°C. Хромшпинелиды массива Икчука образуют более рассеянное облако точек с тенденцией к обогащению Fe^{3+} . Фигуративные точки составов хромшпинелидов массива Икчука располагаются преимущественно в поле офиолитовых серий с перекрытием поля зеленосланцевой фации (температурный интервал <500°C, сильно преобразованные разности). Такое распределение свидетельствует о более интенсивной постмагматической переработке и окислении первичных хромшпинелидов с переходом в феррихромиты и магнетиты. Диаграмма $\text{TiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3$ (см. рис. 11б) демонстрирует контрастное распределение титана. Хромшпинелиды массива Икчука отличаются отсутствием примеси TiO_2 , что характерно для супрасубдукционных перидотитов. Составы хромшпинелидов массива Дюкали имеют повышенные концентрации TiO_2 (0.5–3.0 мас. % при среднем ≈ 0.97 мас. %) и попадают в поле магматических хромшпинелидов, частично перекрываясь с областью базальтов океанических островов (БОО) и срединно-океанических хребтов (СОХ). Высокое содержание титана (>0.2 мас. %) свидетельствует о кристаллизации шпинелидов из магматического расплава. На диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--Cr}_2\text{O}_3$ (см. рис. 11в) фигуративные точки, отвечающие за составы хромшпинелидов массива Икчука, располагаются в полях мантийных массивов и подформных хромитов. Составы хромшпинелидов массива Дюкали образуют более компактный кластер с умеренными содержаниями Cr_2O_3 (35–45 мас. %) и Al_2O_3 (15–25 мас. %), занимая положение расслоенных интрузий.

В ультрамафитовых породах массива Икчука отмечаются скелетные формы хромшпинелидов с переходом в феррихромит и затем магнетитовые разности, при этом минерал перманентно сопутствующий хромшпинелидам представлен преимущественно аваруитом. Для массива Дюкали характерна более разнообразная сопутствующая минерализация: миллерит, хизлевудит, джирит, Сопентландит, халькопирит, самородная медь (см.

табл. 1, обр. 4–36), Cl-апатит, ильменит-пирофанит и сопровождение флюидонасыщенными жильными минералами в виде флогопита, хлорита, кронштендита и т. д.

Составы хромшпинелидов массива Икчука попадают в поле подформных хромитов, тогда как составы хромшпинелидов массива Дюкали располагаются в поле магматических разностей, что указывает на разные условия кристаллизации и источники магм.

На основе геохимических данных по антигортиту из образцов с повышенными содержаниями ЭПГ минерализации в плагиоперидотитовых разностях массива Дюкали рассчитаны значения параметра $y_{\text{Atg}} = \text{Al}/8$ (арфу, нормализовано на 116 О), варьирующие от 0.079 до 0.357. Согласно геотермометрической модели чермакитового замещения (Tschermak's substitution в системе FMASH (Padrón-Navarta, 2013)), такие значения y_{Atg} коррелируют с диапазоном температур от $\approx 480^\circ\text{C}$ (при $y_{\text{Atg}} \approx 0.08$) до $\approx 650^\circ\text{C}$ (при $y_{\text{Atg}} \approx 0.36$) в зависимости от давления, которое, исходя из геологического контекста и состава парагенезисов, оценивается в пределах 3–20 кбар.

Состав оливина из тех же образцов характеризуется $\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) = 0.71\text{--}0.78$, что типично для магматических ультрамафитов, подвергшихся умеренной кристаллизационной дифференциации. Хлорит, сопутствующий антигортиту и оливину, содержит $\text{Al} = 8.7\text{--}15.4$ мас. % ($y_{\text{Chl}} = \text{Al}/2 \approx 0.40\text{--}0.71$ арфу), что подтверждает стабильность буферной ассоциации антигортит–хлорит–оливин при умеренных содержаниях Al_2O_3 (>1.8 мас. %) и указывает на участие флюидонасыщенных расплавов.

В рамках молекулярно-структурной диагностики слоистых силикатов методом ИК-Фурье спектроскопии установлено, что породы массива Дюкали характеризуются наличием антигортита как доминирующей фазы серпентиновой группы. Это подтверждается ярко выраженными полосами поглощения в областях валентных колебаний ОН-групп ($\approx 3680\text{--}3640\text{ см}^{-1}$) и деформационных колебаний Si–O-связей ($\approx 1000\text{--}400\text{ см}^{-1}$), а также спец-

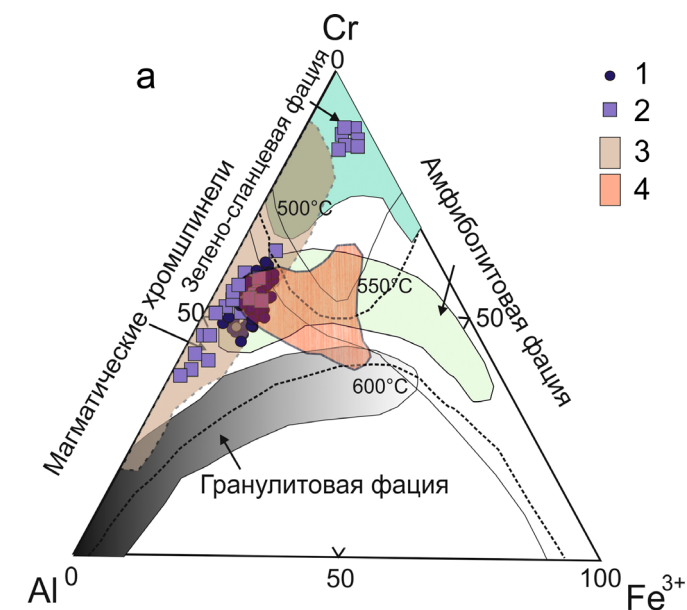
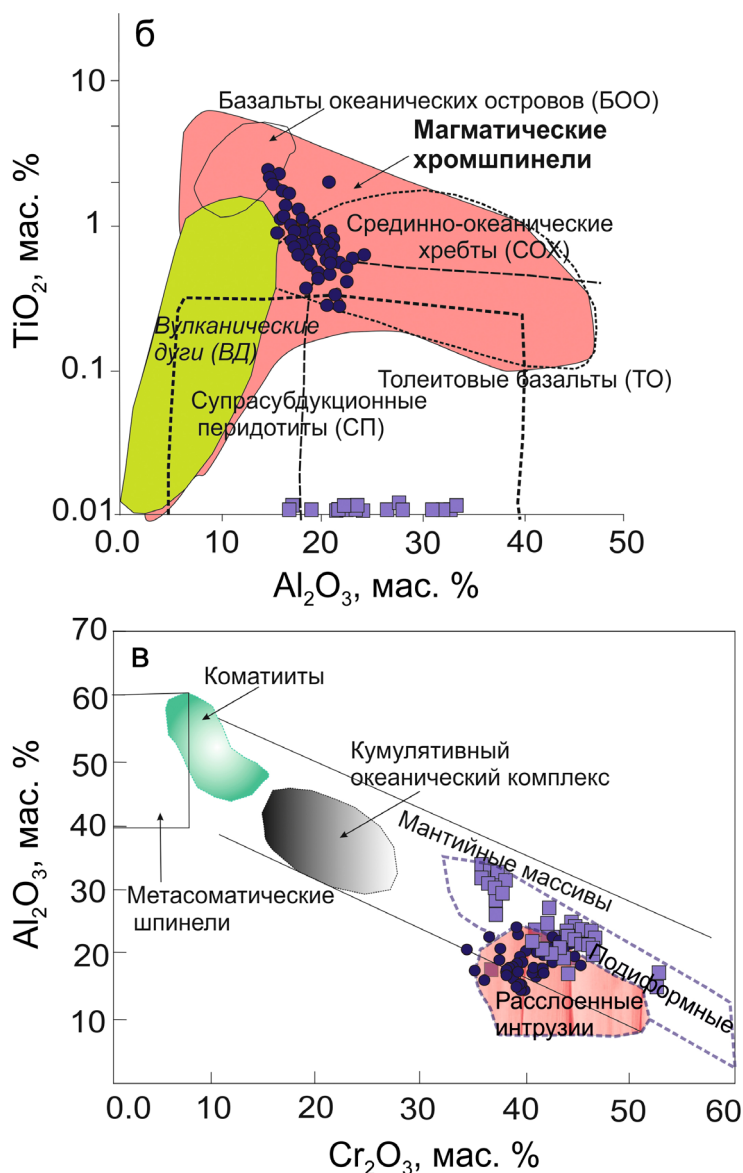


Рис. 11. Диаграммы составов хромшпинелидов массивов Дюкали и Икчука.

а – треугольная диаграмма Cr–Al–Fe³⁺ с наложенными полями метаморфических фаций и изотермами (Evans, Frost, 1975), б – дискриминационная диаграмма TiO₂–Al₂O₃, в – дискриминационная диаграмма Al₂O₃–Cr₂O₃ (Kamenetsky et al., 2001). 1 – хромшпинелиды массива Дюкали, 2 – хромшпинелиды массива Икчука, 3 – офиолитовые серии, 4 – расслоенные интрузии.

Fig. 11. Diagrams of chromian spinel compositions from the Dukaly and Ikchuka massifs.

а – triangular Cr–Al–Fe³⁺ diagram with superimposed metamorphic facies fields and isotherms (Evans, Frost, 1975); б – discrimination diagram of TiO₂–Al₂O₃; в – discrimination diagram of Al₂O₃–Cr₂O₃ (Kamenetsky et al., 2001). 1 – chrome-spinels of the Dukaly massif, 2 – chrome-spinels of the Ikchuk massif, 3 – ophiolite series, 4 – layered intrusions.



ифичными пиками в области MgO и Si–O связей (рис. 12). Отсутствие выраженных полос, характерных для lizardita и хризотила (например, в области ≈ 3700 см⁻¹), указывает на высокую степень кристалличности и термальную зрелость серпентиновой ассоциации, что согласуется с геотермобарометрическими оценками по антигориту.

Количественный метод порошковой дифракции выявил существенные различия в минеральном составе серпентинитов массивов Икчука и Дюкали. В массиве Икчука доминируют низкотемпературные фазы – lizardit-1Т (до 35.2 мас. %) и клинохризотил (до 41.8 мас. %), тогда как в массиве Дюкали отмечено значительное содержание антигорита-8М (22.4–50.6 мас. %). Такое соотношение указывает на более высокотемпературные условия серпентинизации в массиве Дюкали (500–650°C), что согласуется с присутствием буферной ассоциации антигорит–оливин–хлорит и сформированным на ее основе геотермометром (Padrón-Navarta, 2013). Высокая доля антигорита в ЭПГ-зонах может являться свидетельством длительного сохранения повышенного теплового потока в массиве Дюкали, что создало необходимое “термическое окно” для внедрения габброидных расплавов в еще не остывшие и частично пластичные ультрамафитовые кумуляты. Именно эти условия остывания, в отличие от тектонически обособленной “холодной” реститовой пластины массива Икчука, лишенной условий для магматического смешения, могли обеспечить возможность реализации процессов магматической гибридации и последующей концентрации элементов платиновой группы в контактовых плагиоперидотитах.

Таблица 5. Результаты микрорентгеноспектрального ЭДС-анализа состава хромшпинелидов, нормализованные на 100% массивов Дюкали (обр. 5-24) и Икчука (обр. 22-28)**Table 5.** Results of electron microprobe (EDS) analysis of chromian spinels, normalized to 100 wt % Dukaly massif (samples 5-24) and Ikchuka massif (samples 22-28)

№ обр.	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	FeO*	Mg	Al	Cr	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mg#	Cr#	Al#	Fe ²⁺ /Fe ³⁺
5	10.62	20.09	1.25	—	41.65	26.39	0.50	0.74	1.04	0.53	0.16	0.48	0.58	0.42	3.25
	9.30	18.54	1.15	—	42.48	28.52	0.44	0.69	1.07	0.64	0.16	0.41	0.61	0.39	4.06
6	10.63	20.82	1.28	—	42.83	24.44	0.50	0.78	1.07	0.52	0.14	0.49	0.58	0.42	3.70
	10.26	20.27	1.19	—	41.98	25.62	0.48	0.76	1.05	0.58	0.13	0.45	0.58	0.42	4.55
	10.32	24.24	1.09	—	39.15	24.74	0.46	0.85	0.92	0.57	0.19	0.45	0.52	0.48	2.95
	11.51	21.19	1.08	—	42.91	23.31	0.54	0.79	1.07	0.49	0.12	0.52	0.58	0.42	4.08
	10.44	19.35	1.38	—	44.80	24.03	0.49	0.72	1.12	0.54	0.14	0.48	0.61	0.39	3.81
	10.40	21.22	1.42	—	43.75	23.21	0.49	0.79	1.09	0.52	0.12	0.48	0.58	0.42	4.28
	9.93	18.03	1.54	—	45.50	25.00	0.47	0.67	1.14	0.59	0.13	0.44	0.63	0.37	4.50
	10.33	21.20	1.29	—	43.85	23.33	0.49	0.79	1.10	0.52	0.11	0.48	0.58	0.42	4.89
	10.69	21.49	1.01	—	44.06	21.92	0.50	0.80	1.10	0.46	0.14	0.52	0.58	0.42	3.33
	11.52	22.66	0.94	—	42.67	22.22	0.54	0.84	1.01	0.47	0.14	0.53	0.55	0.45	3.43
7	9.31	16.89	1.54	0.54	40.77	30.96	0.44	0.63	1.02	0.74	0.18	0.37	0.62	0.38	4.17
	8.66	18.54	0.67	0.67	39.64	31.83	0.41	0.69	0.99	0.75	0.16	0.35	0.59	0.41	4.76
	6.84	20.65	0.44	0.76	34.31	37.01	0.32	0.77	0.86	0.87	0.18	0.27	0.53	0.47	4.74
12	11.92	21.09	1.21	—	40.69	25.10	0.56	0.79	1.02	0.53	0.11	0.51	0.56	0.44	4.93
	12.26	21.68	0.62	—	43.29	22.15	0.57	0.8	1.07	0.46	0.10	0.55	0.57	0.43	4.47
	12.50	21.91	0.48	—	43.43	21.68	0.59	0.81	1.08	0.45	0.08	0.57	0.57	0.43	5.43
	12.07	20.93	0.86	—	42.61	23.53	0.57	0.78	1.07	0.5	0.09	0.53	0.58	0.42	5.71
13	10.68	20.43	1.16	—	40.07	27.66	0.50	0.76	1.00	0.58	0.17	0.46	0.57	0.43	3.40
	11.01	23.04	1.09	—	39.31	25.04	0.52	0.86	0.98	0.53	0.12	0.49	0.53	0.47	4.26
	10.93	20.36	1.06	—	41.04	26.59	0.52	0.76	1.03	0.59	0.11	0.47	0.58	0.42	5.56
17	7.85	15.75	2.29	0.54	36.02	37.55	0.37	0.59	0.90	0.89	0.25	0.29	0.60	0.4	3.56
19	8.68	17.47	1.26	—	40.74	31.84	0.41	0.65	1.02	0.67	0.25	0.38	0.61	0.39	2.68
	8.43	16.97	1.34	—	41.73	30.97	0.40	0.64	1.05	0.66	0.24	0.38	0.62	0.38	2.73
	8.39	17.82	1.15	—	41.52	31.12	0.40	0.67	1.04	0.67	0.23	0.37	0.61	0.39	2.91
	7.53	16.27	1.70	—	41.04	33.45	0.35	0.61	1.02	0.74	0.27	0.32	0.63	0.37	2.74
20	8.10	14.88	2.24	—	39.43	35.36	0.38	0.56	0.99	0.84	0.23	0.31	0.64	0.36	3.67
	8.40	14.12	2.94	—	39.57	34.19	0.4	0.53	0.99	0.81	0.27	0.33	0.65	0.35	3.00
	6.69	17.73	1.76	0.78	40.71	33.10	0.32	0.67	1.02	0.74	0.26	0.3	0.60	0.4	2.81
21	9.01	19.33	1.52	—	39.67	30.47	0.43	0.73	1.00	0.65	0.19	0.4	0.58	0.42	3.38
	7.77	18.61	1.29	—	39.34	32.60	0.37	0.70	0.99	0.73	0.21	0.34	0.59	0.41	3.50
	6.15	17.59	1.49	—	38.71	36.07	0.29	0.66	0.97	0.85	0.23	0.25	0.60	0.4	3.67
	8.62	19.75	0.83	—	41.75	29.05	0.41	0.74	1.05	0.62	0.19	0.4	0.59	0.41	3.31
23	9.48	22.66	0.76	0.57	36.48	30.05	0.45	0.85	0.91	0.64	0.21	0.41	0.52	0.48	3.05
	8.64	17.01	1.33	0.81	37.96	34.24	0.41	0.64	0.95	0.81	0.19	0.34	0.60	0.4	4.35
	9.18	18.97	1.35	0.00	37.48	33.02	0.44	0.71	0.94	0.74	0.17	0.37	0.57	0.43	4.35
24	7.87	16.00	1.42	0.00	39.19	35.52	0.37	0.6	0.98	0.84	0.21	0.31	0.62	0.38	4.00
	8.77	17.37	1.50	0.54	38.55	33.27	0.41	0.65	0.96	0.75	0.22	0.35	0.60	0.40	3.43
	7.69	17.08	1.22	0.48	39.31	34.22	0.36	0.64	0.99	0.81	0.20	0.31	0.61	0.39	4.05

Таблица 5. Окончание

Table 5. Ending

№ обр.	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	FeO*	Mg	Al	Cr	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mg#	Cr#	Al#	Fe ²⁺ /Fe ³⁺
22	15.85	30.45	—	—	37.99	15.71	0.79	0.60	0.50	0.39	0.07	0.67	0.46	0.54	5.78
	15.71	31.33	—	—	37.32	15.63	0.78	0.62	0.49	0.39	0.07	0.67	0.44	0.56	5.75
	15.57	32.91	—	—	35.49	16.03	0.77	0.65	0.47	0.40	0.07	0.66	0.42	0.58	6.00
	16.24	31.90	—	—	36.48	15.38	0.81	0.63	0.48	0.39	0.07	0.68	0.43	0.57	5.64
25	15.08	26.27	—	—	42.21	16.44	0.75	0.52	0.56	0.41	0.06	0.65	0.52	0.48	7.12
	15.70	27.45	—	—	37.02	17.56	0.78	0.54	0.49	0.44	0.06	0.64	0.48	0.52	7.15
26	12.73	21.23	—	—	46.63	19.41	0.63	0.42	0.61	0.49	0.06	0.56	0.60	0.40	8.70
	13.25	21.93	—	—	46.82	18.00	0.66	0.43	0.62	0.45	0.06	0.59	0.59	0.41	7.64
	13.46	23.81	—	—	44.29	18.44	0.67	0.47	0.58	0.46	0.06	0.59	0.56	0.44	8.12
28	10.64	16.39	—	0.44	52.86	19.67	0.53	0.32	0.70	0.50	0.05	0.51	0.68	0.32	10.87

Примечание. Mg# = Mg/(Mg + Fe²⁺), Cr# = Cr/(Cr + Al), Al# = Al/(Cr + Al).

Note. Mg# = Mg/(Mg + Fe²⁺), Cr# = Cr/(Cr + Al), Al# = Al/(Cr + Al).

Обнаруженная нами ЭПГ минерализация в виде скоплений до 10–15 мкм в плагиоперидотитовых породах, приуроченных к переходным/контактовым зонам между ультрамафитами и габброидами (см. рис. 9), содержащих при этом повышенные содержания контрастных халькофильных (Cr, Ni, Co, Cu) и литофильных (K, Ba, Sr) элементов представлена следующими минералами: кабриитом (Pd_{1.99–2.07}Cu_{0.92–0.97}Sn_{1.02–1.07}), ирарситом (Ir_{0.78–0.82}Pt_{0.14–0.15}As_{1.02–1.07}S_{0.99–1.06}), арсенидом иридия (Ir_{1.1}As_{0.9}), потаритом (Pd_{1.02}Hg_{0.98}), томамазитом (Cu_{2.94–2.97}Pt_{1.01–1.05}), татьянаитом с примесью Pd и Ni (Pt_{5.18}Pd_{1.07}Ni_{2.49}), Cu_{3.79}Sn_{3.46}, самородной платиной с примесью Cu и Ni, интерметаллическими соединения Pd, Ni, Cu, Sb, Sn, отвечающими формуле (Ni_{1.18–4.81}Pd_{0.43–2.88}Cu_{0–1.2})(Sn_{0.24–1.34}Sb_{0.38–1.15}), звягенцевитом (Pd₃Cu_{0.06}Pb_{0.91}), станнопалладинитом (Pd_{3.43}Cu_{4.70}Sn_{0.54}Ni_{2.63}), спериллитом (Pt_{0.90}Cu_{0.10})As_{2.00} (Левочский и др., 2026) (см. табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

1. Геохимическая обособленность систем Икчука и Дюкали и специфика минеральных ассоциаций

Несмотря на близость географического положения, единый возраст становления (ранний мел, ≈135–130 млн лет) и отнесение к единому Гурскому мафит-ультрамафитовому комплексу (Юрченко, Добкин, 2020), существуют фундаментальные различия между массивами Икчука и Дюкали, как показало проведенное авторами сравнительное минералого-геохимическое исследование. Статистический анализ (критерий Манна–Уитни) подтвер-

дил, что по 29 из 32 анализируемых элементов распределения содержаний являются статистически неоднородными ($|Z| > 1.96$).

Особенно контрастны различия по литофильным (K, Na, Ba, Sr) и рудным (As, Pb, Pt, Cr, V) компонентам, что указывает на различную формационную принадлежность, природу источников магм и условия их последующей эволюции.

Результаты дискриминантного анализа четко разделили выборки двух массивов в пространстве канонических переменных, подтверждая их принадлежность к разным геохимическим системам. Факторный анализ для массива Дюкали выделил четыре устойчивые ассоциации, ключевой из которых является фактор благородных металлов (Pt-Pd), пространственно приуроченный к зонам контакта ультрамафитов и габброидов. В отличие от этого в массиве Икчука доминирует ассоциация Ni-Bi-Pb-As, генетически связанная с воздействием коровых флюидов. Это свидетельствует о том, что, хотя массивы формировались в рамках одной тектонической эпохи, их петрогенезис протекал по принципиально разным сценариям.

Минералогические особенности распределения кобальта послужили определенным индикатором физико-химических условий рудообразования в массивах Икчука и Дюкали.

В массиве Икчука рудогенез протекал под определяющим влиянием As флюидов. Высокая фугитивность As привела к стабилизации Co преимущественно в форме собственного минерала – кобальтина (обр. 7, 23, 25), где его концентрации достигают 32.78 мас. % (см. табл. 1). В этих условиях пентландит, если и присутствует, остается практически свободным от Co, так как термодинами-

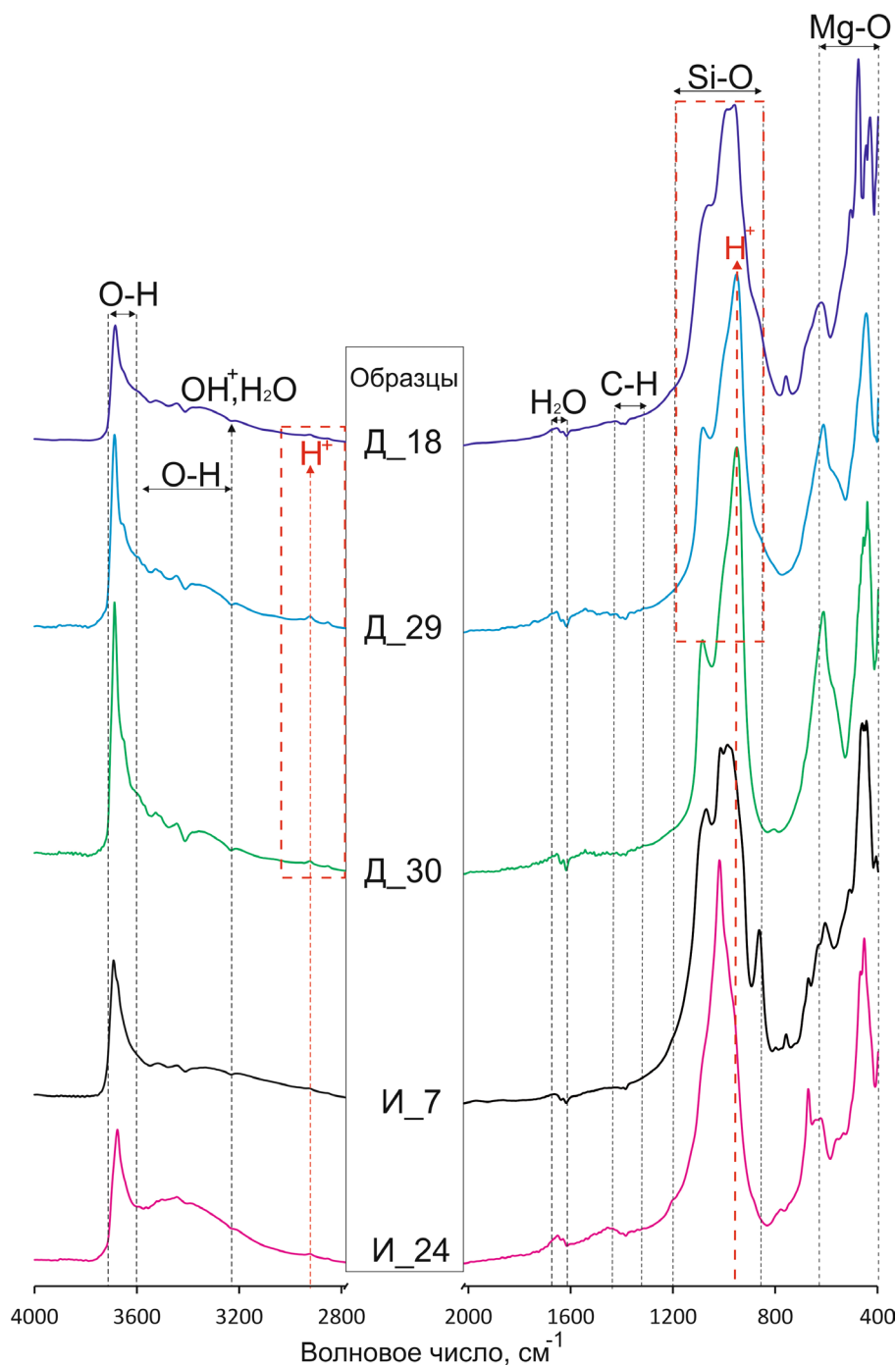


Рис. 12. ИК-спектры минералов группы серпентина из массивов Икчука (И_7, И_24) и Дюкали (Д_18, Д_29, Д_30).

Основные полосы поглощения: O-H – гидроксильные группы, H⁺ – протонированная вода, H₂O – молекулярная вода, C-H – органические загрязнения, Si-O – силикатный каркас, Mg-O – металл-кислородные связи. Спектры подтверждают доминирование антигорита в обоих массивах, что характеризуется наличием специфических полос при $\approx 3680\text{ см}^{-1}$ (валентные колебания OH) и $\approx 1000\text{ см}^{-1}$ (деформационные колебания Si-O).

Fig. 12. FTIR spectra of serpentine-group minerals from the Ikchuka (И_7, И_24) and Dukaly (Д_18, Д_29, Д_30) massifs.

The main absorption bands: O-H – hydroxyl groups, H⁺ – protonated water, H₂O – molecular water, C-H – organic contamination, Si-O – silicate framework, Mg-O – metal-oxygen bonds. The spectra confirm the dominance of antigorite in both massifs, with characteristic bands at $\approx 3680\text{ cm}^{-1}$ (OH stretch) and $\approx 1000\text{ cm}^{-1}$ (Si-O bend).

чески выгоднее образование арсенидов. Напротив, в массиве Дюкали отсутствие значимых количеств As на стадии предполагаемой ликвации сульфидного расплава предопределило изоморфное поведение Co. Кобальт активно входит в кристаллическую решетку пентландита, образуя Co-содержащие разности вплоть до 31.99 мас. % Co (см. табл. 1, обр. 9), что может быть признаком магматического концентрирования элемента. Важной особенностью пентландитов массива Дюкали является также наличие структурной примеси меди (см. табл. 1, обр. 22), что может отражать гомогенность исходного сульфидного расплава по отношению к Ni и Cu в условиях магматической гибридации. В массиве Икчука, где минерализация имеет гидротермально-метасоматический характер, такая связь Ni-Cu в сульфидах разорвана, уступает место сложным ассоциациям с Bi и Pb.

На дендрограмме (см. рис. 8) элементы платиновой группы образуют отдельную ветвь, которая объединяется с ультрамафической ассоциацией (Cr, Fe, Ni, Co), а медь (Cu) занимает обособленную позицию, не группируясь с литофильными элементами. Это подтверждает предположение о ранней магматической специализации меди и ее генетическом единстве с платиноидами. Факторный анализ (см. табл. 4) выделяет фактор 4 (F4), нагруженный Pt (0.89) и Pd (0.87) и пространственно приуроченный к контактовым зонам ультрамафитов и габброидов, и фактор 2 (F2) (Cu, Ca), отражающий сульфидную минерализацию в габброидах. Отсутствие жесткой связи Cu с элементами гидротермальной ассоциации (As, Pb, Ba, K) подтверждает, что в массиве Дюкали медь концентрировалась в сульфидном расплаве на этапе предполагаемой ликвации, выступая коллектором для ЭПГ.

Массив Икчука демонстрирует иную структуру связей, где рудная минерализация контролируется кластером Ni-Bi-Pb-As. Здесь медь и никель тесно ассоциируют с коровыми компонентами (Bi, Pb), что указывает на эпигенетическую природу оруденения под воздействием гранитоидных флюидов, обогащенных летучими компонентами.

2. Хромшпинелиды как индикаторы условий кристаллизации и источника магм

Состав хромшпинелидов служит определенным индикатором степени частичного плавления мантийного источника и условий кристаллизации. Полученные данные демонстрируют различия в природе хромшпинелидов исследуемых массивов, позволяющие интерпретировать их в рамках классификации V.S. Kamenetsky с соавторами (2001).

Хромшпинелиды массива Икчука характеризуются широким разбросом хромистости: $Cr\# = 0.29-0.97$ (среднее ≈ 0.63 , $n = 58$), скелетной морфологией зерен и интенсивным замещением до феррихромита

и магнетита, что в сочетании с низким содержанием TiO_2 (<0.2 мас. %) указывает на их принадлежность к остаточным мантийным шпинелям, подвергшимся значительной постмагматической переработке (см. рис. 11). В противоположность этому хромшпинелиды массива Дюкали, несмотря на более узкий диапазон: $Cr\# = 0.40-0.80$ (среднее ≈ 0.57 , $n = 76$), демонстрируют все признаки магматических хромшпинелидов: субизометричную форму зерен, повышенное содержание TiO_2 (≈ 0.97 мас. %), постоянную примесь V_2O_5 и обилие разнообразных включений (оливин, щелочные амфиболы, флогопит, ильменит-пирофанит, Cl-апатит, хлорит, Na-плагиоклазы, бадделит, сульфиды Ni и Cu). Согласно критериям V.S. Kamenetsky с соавторами (2001), высокое содержание TiO_2 (>0.2 мас. %) и переменное отношение Fe^{2+}/Fe^{3+} (1.5–3.0) характерны для хромшпинелидов, кристаллизовавшихся из магматического расплава. Это различие в природе хромшпинелидов подтверждает геохимическую обособленность массивов, где массив Икчука представляет собой фрагмент мантийного перидотитового комплекса, подвергшийся интенсивной серпентинизации и окислению, тогда как хромшпинелиды массива Дюкали в локальных переходных зонах с повышенными содержаниями ЭПГ сформировались из флюидонасыщенного гибридного расплава в условиях взаимодействия ультрамафитовых и габброидных магм.

3. Термическая эволюция и роль флюидов: данные по серпентинам и геотермобарометрия

Существенные различия в рудном потенциале массивов обусловлены их термической историей, которая достоверно реконструируется по минеральному составу серпентиновой группы. Количественный РФА и ИК-Фурье спектроскопия выявили контрастное распределение полиморфных модификаций в изученных массивах.

В массиве Икчука доминируют низкотемпературные фазы – лизардит-1Т (до 35.2 мас. %) и клинохризотил (до 41.8 мас. %). Это свидетельствует о протекании серпентинизации в относительно низкотемпературных условиях ($<400^\circ\text{C}$) после тектонической эксгумации реститового блока, что исключало возможность развития процессов магматической гибридации. В массиве Дюкали установлено значительное содержание высокотемпературного антигорита-8М (22.4–50.6 мас. %). Стабильность антигорита ограничена интервалом $480-650^\circ\text{C}$.

Геотермобарометрические расчеты по антигориту (на основе чермакитового замещения (Padrón-Navarta, 2013)) для плагиоперидотитовых зон массива Дюкали дали оценки температур $480-650^\circ\text{C}$ при давлении 3–20 кбар (наиболее вероятно 5–15 кбар). Параметры соответствуют ус-

ловиям ранней постмагматической стадии и подтверждают длительное сохранение теплового потока в массиве Дюкали. Именно это “термическое окно” могло создать предпосылки для взаимодействия ультрамафитовых кумулятов с поздними габброидными расплавами. Ассоциация антигорит–хлорит–оливин, а также наличие Cl-апатита и флогопита свидетельствуют о критической роли флюидонасыщенных расплавов, обогащенных летучими компонентами (Cl, H₂O), в трансформации первичных парагенезисов.

4. Генетическая модель формирования ЭПГ-минерализации в массиве Дюкали

Дунит-перидотитовая фаза массива Дюкали интерпретируется нами как зона ранней кристаллизации. Данные породы послужили проницаемым субстратом для фильтрации и взаимодействия с расплавами второй фазы более эволюционированного базальтового расплава. Мы предполагаем, что кратковременное взаимодействие магматических компонентов (гибридизация) в локальных зонах примитивного и эволюционированного расплавов обеспечило сбалансированное извлечение Pt и Pd, а последующая фракционная кристаллизация этого гибридного расплава привела к формированию наблюдаемых минеральных ассоциаций. На механизм накопления ЭПГ за счет взаимодействия ультрамафитов и поздних габброидных расплавов в результате магмометасоматического взаимодействия между мафитовыми расплавами и твердо-пластичными ультрамафитовыми кумулятами ранее указывал Ф.П. Леснов (1986). В условиях рифа Меренского платиноиды концентрировались в результате реактивного фильтрационного потока сульфид- и флюидонасыщенных расплавов через ранее сформированные кумуляты, что приводило к локальному насыщению системы платиной и палладием и их осаждению в контактных и реакционных зонах (Smith et al., 2021).

Вероятно, первичное накопление ЭПГ и образование переходных плагиоперидотитов в массиве Дюкали происходили на магматическом этапе в результате быстрого взаимодействия ультрамафитовых и габброидных расплавов при $T > 1100^\circ\text{C}$ в условиях неполной консолидации ранних кумулятов. Последующее воздействие флюидонасыщенных остаточных расплавов и гидротермальных флюидов происходило на постмагматической стадии при $T \approx 600\text{--}650^\circ\text{C}$ и $P \approx 5\text{--}10$ кбар, что могло способствовать дополнительной ремобилизации металлов.

На тот факт, что мы имеем дело с гибридными породами в отдельных локальных участках, к которым приурочена рассеянная ЭПГ-минерализация, указывают экстремально высокие концентрации хрома ($>10\,000$ г/т) и никеля (2220–2400 г/т), ха-

рактерные для ультрамафических пород, в сочетании с умеренным содержанием оксида магния (10.65–11.15 мас. %), породы занимают промежуточное положение между типичными ультрамафитами (22–37 мас. % MgO) и габбро. Дополнительные признаки гибридной природы ЭПГ-обогащенных пород включают повышенные содержания кобальта (110–116 г/т), низкие концентрации титана (0.13–0.14 мас. %) и щелочей (K $\approx$ 0.14 мас. %, Na $\approx$ 0.65 мас. %), а также присутствие платиноидов (Pt $\approx$ 4 г/т, Pd $\approx$ 1.8 г/т). Данные зоны также отражаются в геохимических ассоциациях и локализуются на границе ультрамафитовой и габброидной частей массива (см. рис. 9). В платиновых пробах массива Дюкали отношение Pt/Pd варьирует в узком интервале 1.94–2.25, что типично для зон контактовых взаимодействий в расслоенных интрузивах согласно данным S. Barnes и P. Lightfoot (2005). Механизм этого процесса обусловлен спецификой взаимодействия разнородных расплавов. В изолированной ультрамафитовой системе платина, обладая высоким коэффициентом распределения в хромшпинелидах, склонна к раннему удалению из расплава в состав оксидной фазы, что ведет к обеднению остаточной жидкости Pt и снижению значения отношения Pt/Pd (<1). Напротив, палладий остается несовместимым элементом до момента ликвации сульфидного расплава. Однако в условиях контактового взаимодействия, зафиксированного в массиве Дюкали, внедрение эволюционированного габброидного расплава, обогащенного летучими компонентами (S, Cl, H₂O), инициировало ряд критических событий: реакционную ремобилизацию Pt обратно в систему (из разрушенных оксидов) и привнос за счет ликвации концентрированного Pd (привнесенный дифференцированным габброидным расплавом).

Таким образом, гибридизация выступила в роли “выравнивающего механизма”, предотвратившего геохимическое разделение Pt и Pd. Близость полученного отношения Pt/Pd к хондритовому (или мантийному) значению (≈ 2.0) подтверждает, что рудная система массива Дюкали функционировала как открытая система по отношению к потоку компонентов, где процессы растворения ранних фаз и экстракции сульфидной жидкости были пространственно и временно сопряжены. Такое соотношение свидетельствует об уравновешенном извлечении как платины (склонной к раннему связыванию с хромитом), так и палладия (более мобильного в сульфидной фазе), что возможно в условиях гибридизации расплавов (Naldrett, 1999, 2013; Barnes et al., 2022). Формирование малосульфидного ЭПГ-оруденения в зонах контакта ультрамафитов и габброидов массива Дюкали рассматривается нами как результат кратковременного, но интенсивного диффузионного обмена компонентами при гибридизации расплавов. Подобный ме-

ханизм на примере поведения меди количественно обоснован современными подсчетами на примере вулкана Безымянный (Davudova et al., 2026). Учитывая фундаментальный характер процессов диффузии в силикатных расплавах, данная модель вполне применима к описанию рудогенеза в контактовых зонах массива Дюкали, объясняя синхронное обогащение платиной и палладием без необходимости наличия изначально металлоносной мантийной магмы.

Взаимодействие ультрамафитового и габброидного расплава приводит к резкому изменению физико-химических параметров системы (T , fO_2 , состав расплава), что вызывает снижение растворимости серы и достижение сульфидного насыщения. Образовавшаяся сульфидная жидкость эффективно концентрирует халькофильные элементы (PGE, Cu, Ni) из силикатного расплава. Кроме того, контактные зоны часто характеризуются повышенной проницаемостью, что способствует фильтрации и фокусировке остаточных флюидов и расплава, обогащенных металлами.

В пользу предлагаемой модели внедрения габброидного высокоэволюционированного расплава в ранние, еще не консолидированные кумуляты свидетельствуют текстурно-структурные признаки хромшпинелидов. Быстрая кристаллизация хромшпинелида при гибридации обусловлена понижением температуры системы вследствие смешения раннего ультрамафитового ($>1200^\circ\text{C}$) и позднего габброидного ($900\text{--}1100^\circ\text{C}$) расплава. Это приводит к резкому снижению растворимости хромшпинелида в расплаве и возникновению состояния химического пересыщения, вызывающего массовую нуклеацию и ускоренный рост кристаллов. Критически важно, что при такой высокой скорости роста хромшпинелид не успевает вытолкнуть включения на границу кристалл–расплав, как это происходит при медленной кристаллизации, а фиксирует их в виде сферических образований (Chayka et al., 2020). Круглая морфология включений, содержащих, с одной стороны, парагенезисы примитивного расплава (оливин, пироксен), а с другой стороны, высокоэволюционированного габброидного расплава (ильменит, флогопит, роговая обманка), свидетельствует о гибридации двух генетически разнородных фаз: а) реликтовых кумулятов хромшпинелида и б) позднего эволюционированного расплава, обогащенного SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O и H_2O (Irvine, 1965). Аналогичные массиву Дюкали минеральные ассоциации, включая флогопит, кронштендит, Cl-апатит и плагиоклаз, характерны для классических расслоенных интрузий, таких как Бушвельд (Smith et al., 2021) и Норильск (Chayka et al., 2020; Yakich et al., 2023).

Фундаментальные различия в рудном потенциале массивов обусловлены не только геохимической эволюцией, но и физико-геологическими ус-

ловиями их становления. Тектоническая природа и меньший объем массива Икчука предопределили его быструю эксгумацию в верхние горизонты коры и отсутствие устойчивого магматического теплового резервуара, что исключило длительное сохранение высоких температур и развитие процессов магматической гибридации. В массиве Дюкали больший объем интрузии обеспечил более медленное остывание, что создало “узкое временное окно” для взаимодействия ультрамафитовых и габброидных расплава. Существенные различия в термической эволюции массивов достоверно реконструируются по минеральному составу серпентиновой группы, выступающему в роли надежного геотермометра. Отсутствие жесткой связи Cu с мафическим кластером (Fe-Ni-Co-Cr) объясняется тем, что медь могла концентрироваться не с фермическими минералами, а в сульфидном расплаве, отделившемся от силикатной магмы на этапе ликвации. Такое положение Cu на дендрограмме (см. рис. 8) согласуется с моделью формирования сульфидной минерализации в интрузивных массивах. Важно отметить, что в сульфидный расплав одновременно с медью переходили и высокохалькофильные платиноиды (Pt, Pd), образующие на дендрограмме обособленный кластер. Прямым свидетельством их генетического единства также служит состав выявленных минералов ЭПГ (кабриит, томамаэит, татьянаит), обогащенных медью.

Таким образом, платиноносность массива Дюкали обусловлена двухстадийным процессом: первичным магматическим извлечением Cu и ЭПГ в сульфидный расплав при гибридации ультрамафитовых и габброидных магм с последующим флюид-контролируемым перераспределением и локальной кристаллизацией собственных минералов ЭПГ в плагиоперидотитовых зонах контактового взаимодействия.

Важным аспектом модели является возможное влияние поздних гранитоидных интрузий на постмагматическую стадию рудообразования. Хронологические данные (U–Pb по циркону) показывают, что становление ультрамафит-габброидных пород Гурского комплекса ($\approx 135\text{--}130$ млн лет) и внедрение гранитоидов хунгарийского комплекса ($\approx 130\text{--}125$ млн лет) происходили в близкие временные интервалы раннего мела. Это создает предпосылки для теплового и флюидного взаимодействия между системами.

Косвенным свидетельством участия гранитоид-производных флюидов служит присутствие олова в составе ЭПГ-минералов массива Дюкали: станнопаладинита ($\text{Pd}_3\text{Cu}_4\text{SnNi}$), татьянаита и интерметаллидов системы Pd–Ni–Cu–Sn–Sb. Поскольку олово является типоморфным элементом коровых магматических систем, его фиксация в парагенезисе с платиноидами указывает на привнос летучих и несовместимых компонентов из внешних ис-

точников. Вероятно, на заключительной пневматолито-гидротермальной стадии (250–400°C) флюиды, сепарировавшиеся от гранитоидных магм, способствовали локальной ремобилизации и окончательному оформлению ЭПГ-минерализации в зонах контактового взаимодействия ультрамафитов и габброидов. Таким образом, высокие концентрации ЭПГ обусловлены не только магматическими, но и флюид-контролируемыми процессами перераспределения и локальной концентрации платиновых металлов в благоприятных реакционных зонах контактового взаимодействия ультрамафитов и габброидов.

Интеграция этих данных позволяет реконструировать петрогенетическую модель: платиноносные породы массива Дюкали сформировались в результате взаимодействия ультрамафитовых и флюидонасыщенных габброидных расплавов на ранних стадиях остывания интрузии при $T \approx 1100^\circ\text{C}$ и $P \approx 5\text{--}15$ кбар, что привело к образованию переходных плагиоперидотитов с повышенным Cr/Ni ($\approx 4\text{--}5$) и оптимальными условиями для достижения сульфидной насыщенности и концентрирования ЭПГ. Последующая серпентинизация и пневматолито-гидротермальная переработка при пониженных температурах (450–500°C) способствовали перераспределению и локальной концентрации платиновых минералов в зонах контактового взаимодействия, где флюиды (в том числе Cl -содержащие) и оксидные фазы (хромшпинелиды, магнетит) играли ключевую роль в стабилизации интерметаллидных и самородных форм ЭПГ.

ВЫВОДЫ

1. Несмотря на близость геологического положения, возраста и отнесение предшественниками к единому Гурскому ультрамафит-мафитовому комплексу раннемелового возраста, массивы Икчука и Дюкали, как показали наши исследования, представляют две геохимически обособленные системы. Это доказано разделением их полей в пространстве первой канонической переменной и подтверждается данными дискриминантного анализа, а также фундаментальными различиями в составах хромшпинелидов. Данные различия указывают на разную степень частичного плавления мантийного источника и природу магм: для массива Дюкали характерна низкая/умеренная степень плавления, тогда как для массива Икчука – высокая степень плавления и значительная истощенность родоначального расплава;

2. Ультрамафиты массива Икчука относятся к реститогенным перидотитам с эпигенетической Bi-Pb-Ni -рудной минерализацией (паркерит, маухерит, кобальтин), что отражает влияние коровых компонентов (гранитоидов хунгарийского и баппинского комплексов);

3. Массив Дюкали отличается развитием мало-сульфидного типа ЭПГ-минерализации (кабриит, ирарсит, томамаэит, потарит, татьянаит и др.). Это свидетельствует о формировании в условиях взаимодействия магматических расплавов разного состава при участии флюидов. Данные подтверждаются результатами факторного анализа;

4. Платиноносность массива Дюкали пространственно и генетически приурочена к реакционным зонам взаимодействия ультрамафитового и габбрового расплавов, где экстремально высоки концентрации хрома ($>10\,000$ г/т) и никеля (2220–2400 г/т) в сочетании с умеренным содержанием оксида магния (10.65–11.15 мас. %) и низки концентрации титана (0.13–0.14 мас. %) и щелочей ($\text{K} \approx 0.14$ мас. %, $\text{Na} \approx 0.65$ мас. %), при отношении $\text{Cr/Ni} = 4.16\text{--}5.0$, $\text{Pt/Pd} = 1.94\text{--}2.25$.

5. По данным геотермобарометрии по антигориту (метод чермакитового замещения), эволюция рудной системы массива Дюкали протекала в два этапа: ранняя магматическая сегрегация платиноидов в сульфидный расплав происходила при температурах $>1100^\circ\text{C}$ в условиях гибридизации ультрамафитовых и габброидных магм, тогда как стабилизация буферной минеральной ассоциации и последующее формирование собственно ЭПГ-минерализации осуществлялись на пневматолито-гидротермальной стадии. Условия этой стадии оцениваются в температурном диапазоне 480–650°C при давлении 3–20 кбар (наиболее вероятно 5–15 кбар, глубина $\approx 15\text{--}50$ км) с финальным осаждением рудных минералов при снижении температуры до $\approx 250^\circ\text{C}$;

6. Различия в соотношении флюидной и магматической составляющих в процессах рудообразования определяют перспективность массива Дюкали на нетрадиционные типы малосульфидного платино-палладиевого оруденения, связанные с породами реакционного характера.

Благодарности

Особая благодарность выражается АО “Полиметалл УК” за представление материалов, проведение геохимической аналитики и всестороннюю поддержку.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баранчи А.М., Полещук А.Т. (1961) Отчет о результатах работ партии по проверке заявок за 1960 год. ДВГУ поисково-разведочная экспедиция, Хабаровск, ФБУ “ТФГИ по ДФО”, №8774.
- Баранчиков А.П., Дериглазов Ю.М. (1960) Отчет о проведенных поисковых работах Хунгарийской партией на асбест в Комсомольском районе Хабаровского края в 1958 г. ДВГУ Комплексная экспедиция стройматериалов и нерудного сырья, Хабаровск, ФБУ “ТФГИ по ДВФО”, № 8383.
- Боровиков В.А. (2003) STATISTICA. Искусство анализа данных на компьютере: для профессионалов. СПб.:

- Питер, 688 с.
- Васькин А.Ф., Роганов Г.В. (2007) Карта минерагенического районирования Хабаровского края и ЕАО. М-б 1:1 000 000/ ФБУ “ТФГИ по ДФО”, № РФГ 25714.
- Ворошилов В.Г. (2011) Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. Томск: ТПУ, 104 с.
- Голозубов В.В. (2006) Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 239 с.
- Зимин С.С. (1973) Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 250 с.
- Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Натовская Г.И. (1967) Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, рудоносность и происхождение. М.: Наука, 382 с.
- Кадеш В.Т., Полещук А.Т. (1962) Отчет о результатах работ партии по проверке заявок за 1961 г. ДВГУ Поисково-разведочная экспедиция, Хабаровск, ФБУ “ФГИ по ДФО”, № 9278.
- Левочский Б.Б., Якич Т.Ю., Кириллов В.Е. (2025а) Минералого-геохимические особенности пород рудомещающих малосульфидный тип Pt-Pd-Cu-Ni оруденения мафит-ультрамафитового массива Дюкали (Хабаровский край). *Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, петрология, рудный потенциал*. Мат-лы IX Всерос. конф. с междунар. участ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 105-106.
- Левочский Б.Б., Якич Т.Ю., Кириллов В.Е. (2025б) Состав акцессорных хромшпинелидов и редкие минералы Ni в мафит-ультрамафитовых породах Икчинского массива (Хабаровский край). *Металлогения древних и современных океанов – 2025. От гипотез рудогенеза к критериям прогнозирования*. Миасс, т. 31, 209-213.
- Левочский Б.Б., Якич Т.Ю., Левочская Д.В. (2025в) Состав акцессорных хромшпинелидов и редкие минералы Ni в мафит-ультрамафитовых породах Икчинского массива (Хабаровский край). *Металлогения древних и современных океанов – 2025. Рудогенез*. Мат-лы Тридцать первой науч. молодеж. школы им. проф. В.В. Зайкова. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 209-213.
- Левочский Б.Б., Якич Т.Ю., Кириллов В.Е. (2025г) Формационная принадлежность и потенциальная рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Центрального Сихотэ-Алиня на примере м. Икчука и м. Дюкали (Хабаровский край). *Геология и металлогения цветных и благородных металлов*. Мат-лы Всерос. науч.-практ. конф. Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 42-43.
- Левочский Б.Б., Якич Т.Ю., Кириллов В.Е., Левочская Д.В. (2024а) Природа редкой минерализации в дунитах Богбасинского базит-ультрабазитового массива (Хабаровский край). *Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов*. Мат-лы XIII Междунар. науч.-практ. конф. ЦНИГИ, 220-225.
- Левочский Б.Б., Якич Т.Ю., Левочская Д.В. (2024б) Роль флюида в перераспределении и накоплении металлов платиновой группы и их сплавов на примере Дюкалинского мафит-ультрамафитового массива (Хабаровский край). *Металлогения древних и современных океанов – 2024. Рудогенез*. Мат-лы Тридцатой науч. молодеж. школы им. проф. В.В. Зайкова. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 191-195.
- Левочский Б.Б., Якич Т.Ю., Левочская Д.В., Шалдыбин М.В., Бестемьянова К.В., Кириллов В.Е. (2026) Малосульфидный ЭПГ-тип оруденения в базит-ультрабазитовом массиве Дюкали (Хабаровский край): минералы-спутники и их роль в расшифровке петрогенезиса. *Изв. Томского политехн. ун-та. Инжиниринг георесурсов*, **337**(2), 251-265.
- Левочский Б.Б., Ярославцев Д.А., Якич Т.Ю. (2025д) Следы гранитогенных элементов в рудной минерализации ультрабазит-базитовых массивов Сихотэ-Алиня (Хабаровский край): источники и возможные механизмы формирования. *Проблемы геологии и освоения недр*. Тр. XXIX Междунар. молодеж. науч. симпоз. им. академика М.А. Усова, посвящ. 80-летию Победы в Великой Отечественной войне. Томск: Изд-во ТПУ, т. 1, 66-67.
- Леснов Ф.П. (1986) Петрохимия полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. Новосибирск: Наука, 136 с.
- Петров О.В., Киселёв Е.А., Шпикерман В.И., Змиевский Ю.П. (2019) Прогноз размещения месторождений золото-медно-порфирового типа в вулканоплутонических поясах восточных районов России по результатам работ составления листов Госгеолкарты-1000/3. *Регион. геол. и металлогения*, (80), 50-74.
- Расказов С.Ю., Конюшенко Г.Ф. (2017) Отчет о результатах работ по объекту “Проведение в 2017 году региональных геолого-съёмочных работ масштаба 1:200 000 на группу листов в пределах Дальневосточного ФО за исключением Республики Саха (Якутия)”. Создание геохимических основ на площади листов Госгеолкарты-200/2 М-52-VI, XI, М-54-XIII (Правобережная площадь) (3 этап). № РФГ 27486.
- Сухов В.И. (1994) Проблемы магматической геологии Северного Сихотэ-Алиня (Отчет по хозяйственному №507/521 “Петрографо-петрологические и металлогенические основы Прибрежной, Восточной и Северо-Сихотэ-Алинской серии листов геолкарты-50” за 1990–94 гг.). ФБУ “ТФГИ по ДФО”, № 22122.
- Хромцов М.В. (1965) Отчет о результатах поисковых работ на асбест, проведенных в бассейне среднего течения р. Хунгари в Комсомольском районе Хабаровского края в 1964 году (Хунгарийская партия). ДВГУ Поисково-разведочная экспедиция, Хабаровск, ФБУ “ТФГИ по ДФО” №10975.
- Четыркин Д.Н. (1953) Результаты геофизических исследований в Комсомольском и Нанайском районах Хабаровского края на Анюйском, Малмыжском и Дюкалинском участках. Главгеофизика. Дальневосточной геофизический трест, Хабаровск, ФБУ “ТФГИ по ДФО” № 4364.
- Юрченко Ю.Ю., Добкин С.Н. (2020) Отчет о результатах работ по объекту “Проведение в 2017–2019 году региональных геолого-съёмочных работ масштаба 1:200 000 на группу листов в пределах Дальневосточного ФО (южные районы). ГДП-200 (2-3 этапы) листа М-54-XIII (Гурская площадь). № РФГ 27809.
- Arai S. (1994) Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chem. Geol.*, **113** (3-4), 191-204. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90066-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90066-3)
- Ballhaus C., Sylvester P. (2000) Noble metal enrichment

- processes in the Merensky Reef, Bushveld Complex. *J. Petrol.*, **41**, 545-561. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.4.545>
- Barnes S.J., Cruden A.R., Arndt N., Saumur B.M. (2016) The mineral system approach applied to magmatic Ni–Cu–PGE sulphide deposits. *Ore Geol. Rev.*, **76**, 296-316. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.06.012>
- Barnes S.J., Godel B.M., Sluzhenikin S.F. (2022) 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.*, **148**, 105042. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105042>
- Barnes S., Lightfoot P. (2005) Formation of Magmatic Nickel Sulfide Deposits and Processes Affecting Their Copper and Platinum Group Element Contents. (Eds J. Hedenquist, J. Thompson, R. Goldfarb, J. Richards). *Econ. Geol.*, **100**, 179-213. <https://doi.org/10.5382/AV100.08>
- Chayka I.F., Kamenetsky V.S., Zhitova L.M., Izokh A.E., Tolstykh N.D., Abersteiner A., Lobastov B.M., Yakich T.Y. (2020) Hybrid Nature of the Platinum Group Element Chromite-Rich Rocks of the Norilsk 1 Intrusion: Genetic Constraints from Cr Spinel and Spinel-Hosted Multiphase Inclusions. *Econ. Geol.*, **115**(6), 1321-1342. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4745>
- Davydova V.O., Shcherbakov V.D., Plechov P.Yu., Yapas-kurt V.O., Shcherbakov Yu.D., Perepelov A.B., Brianskii N.V., Antipin V.S. (2026) Diffusive copper redistribution from shallow degassed magmas to mafic enclaves. Insight from anomalously Cu-enriched enclaves from Bezymianny volcano, Kamchatka. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **473**, 108588. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2026.108588>
- Evans B.W., Frost B.R. (1975) Chrome-spinel in progressive metamorphism – a preliminary analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**, 959-972. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(75\)90041-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(75)90041-1)
- González-Jiménez J.M., Griffin W.L., Gervilla F., Proenza J.A., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. (2014) Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? A review and new ideas on the origin and significance of platinum-group minerals. *Lithos*, **189**, 127-139. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.06.016>
- Irvine T.N. (1965) Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Pt 1. Theory. *Canad. J. Earth Sci.*, **2**(6), 648-672. <https://doi.org/10.1139/e65-046>
- Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. (2001) Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *J. Petrol.*, **42**, 665-671. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.4.655>
- Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. (2016) The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data. *J. Asian Earth Sci.*, **120**, 117-138. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.10.023>
- Naldrett A.J. (2013) Magmatic sulfide deposits: Geology, geochemistry and exploration. Springer Science, 727 p.
- Naldrett A.J. (1999) World-class Ni–Cu–PGE deposits: Key factors in their genesis. *Miner. Depos.*, **34**, 227-240.
- Padrón-Navarta J.A. et al. (2013) Tschermak's substitution in antigorite and consequences for phase relations and water liberation in high-grade serpentinites. *Lithos*, **178**, 186-196. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.001>
- Reimann C., Filzmoser P., Garrett R. (2002) Factor analysis applied to regional geochemical data: problems and possibilities. *Appl. Geochem.*, **17**(3), 185-206. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(01\)00066-X](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(01)00066-X)
- Smith W., Maier W., Barnes S., Moorhead G., Reid D., Karykowski B. (2021) Element mapping the Merensky Reef of the Bushveld Complex. *Geosci. Front.*, **12**(3), 101101. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.11.001>
- Tredoux M., Lindsay N.M., Davies G., McDonald I. (1995) The fractionation of platinum-group elements in magmatic systems, with the suggestion of a novel causal mechanism. *South. Afr. J. Geol.*, **98**(2), 157-167.
- Yakich T.Yu., Zhimuleva E.S., Rudmin M.A., Ruban A.S., Maximov P.N., Shaldybin M.V. (2023) The first identification of cronstedtite in Cu–Ni–PGE ores of the Talnakh intrusion. *Sci. Rep.*, **13**, 22437. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-49953-x>
- Zhao P., Jahn B., Xu B. (2017) Elemental and Sr–Nd isotopic geochemistry of Cretaceous to Early Paleogene granites and volcanic rocks in the Sikhote-Alin Orogenic Belt (Russian Far East): implications for the regional tectonic evolution. *J. Asian Earth Sci.*, **146**, 383-401. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.06.017>
- Ziaii M., Safari S., Timkin T., Voroshilov V., Yakich T. (2019) Identification of geochemical anomalies of the porphyry–Cu deposits using concentration gradient modelling: A case study, Jebel-Barez area, Iran. *J. Geochem. Explor.*, **199**, 16-30. <https://doi.org/10.1016/j.gexp.2019.01.004>

REFERENCES

- Arai S. (1994) Characterization of spinel peridotites by olivine–spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chem. Geol.*, **113**(3–4), 191-204. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90066-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90066-3)
- Ballhaus C., Sylvester P. (2000) Noble metal enrichment processes in the Merensky Reef, Bushveld Complex. *J. Petrol.*, **41**(4), 545-561. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.4.545>
- Baranchikov A.P., Deriglazov Yu.M. (1960) Report on the results of prospecting works carried out by the Khungariya Party for asbestos in the Komsomolsky District of Khabarovsk Territory in 1958. DVGU Complex Expedition for Building Materials and Non-metallic Raw Materials, Khabarovsk, FB “TFGI for DFO”, No. 8383. (In Russ.)
- Baranchik A.M., Poleshchuk A.T. (1961) Report on the results of the 1960 party works on the verification of applications. DVGU Prospecting and Exploration Expedition, Khabarovsk, FB “TFGI for DFO”, No. 8774. (In Russ.)
- Barnes S.J., Cruden A.R., Arndt N., Saumur B.M. (2016) The mineral system approach applied to magmatic Ni–Cu–PGE sulphide deposits. *Ore Geol. Rev.*, **76**, 296-316. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.06.012>
- Barnes S.J., Godel B.M., Sluzhenikin S.F. (2022) 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.*, **148**, 105042. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105042>
- Barnes S., Lightfoot P. (2005) Formation of Magmatic Nickel Sulfide Deposits and Processes Affecting Their Copper and Platinum Group Element Contents. (Eds J. Heden-

- quist et al.). *Econ. Geol.* 100th Annivers. Vol., 179-213. <https://doi.org/10.5382/AV100.08>
- Borovikov V.A. (2003) STATISTICA. The Art of Computer Data Analysis: For Professionals. St.Petersburg, Piter Publ., 688 p. (In Russ.)
- Chayka I.F., Kamenetsky V.S., Zhitova L.M., Izokh A.E., Tolstykh N.D., Abersteiner A., Lobastov B.M., Yakich T.Y. (2020) Hybrid nature of the Platinum Group Element chromite-rich rocks of the Norilsk 1 Intrusion: Genetic constraints from Cr spinel and spinel-hosted multiphase inclusions. *Econ. Geol.*, **115**(6), 1321-1342. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4745>
- Chetyrkin D.N. (1953) Results of geophysical surveys in the Komsomolsky and Nanaysky districts of Khabarovsk Territory on the Anyuisky, Malmyzhsky and Dukalin areas. Glavgeofizika. Far Eastern Geophysical Trust, Khabarovsk, FB "TFGI for DFO", No. 4364. (In Russ.)
- Davydova V.O., Shcherbakov V.D., Plechov P.Yu., Yapaskurt V.O., Shcherbakov Yu.D., Perepelov A.B., Brianskii N.V., Antipin V.S. (2026) Diffusive copper redistribution from shallow degassed magmas to mafic enclaves. Insight from anomalously Cu-enriched enclaves from Bezymianny volcano, Kamchatka. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **473**, 108588. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2026.108588>
- Evans B.W., Frost B.R. (1975). Chrome-spinel in progressive metamorphism – a preliminary analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**, 959-972. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(75\)90041-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(75)90041-1)
- Golozubov V.V. (2006) Tectonics of Jurassic and Lower Cretaceous complexes of the northwestern Pacific margin. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 239 p. (In Russ.)
- González-Jiménez J.M., Griffin W.L., Gervilla F., Proenza J.A., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. (2014) Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? A review and new ideas on the origin and significance of platinum-group minerals. *Lithos*, **189**, 127-139. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.06.016>
- Irvine T.N. (1965) Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Pt 1. Theory. *Canad. J. Earth Sci.*, **2**(6), 648-672. <https://doi.org/10.1139/e65-046>
- Izokh E.P., Russ V.V., Kunaev I.V., Natovskaya G.I. (1967) Intrusive series of Northern Sikhote-Alin and Lower Primurye, ore-bearing and origin. Moscow, Nauka Publ., 382 p. (In Russ.)
- Kadesh V.T., Poleshchuk A.T. (1962) Report on the results of the 1961 party works on the verification of applications. DVGU Prospecting and Exploration Expedition, Khabarovsk, FB "TFGI for DFO", No. 9278. (In Russ.)
- Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. (2001) Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *J. Petrol.*, **42**, 665-671. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.4.655>
- Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. (2016) The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data. *J. Asian Earth Sci.*, **120**, 117-138. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2015.10.023>
- Khromtsov M.V. (1965) Report on the results of prospecting works for asbestos conducted in the middle reaches of the Khungari River in the Komsomolsky District of Khabarovsk Territory in 1964 (Khungariya Party). DVGU Prospecting and Exploration Expedition, Khabarovsk, FB "TFGI for DFO", No. 10975. (In Russ.)
- Levochskii B.B., Yakich T.Yu., Kirillov V.E. (2025a) Mineralogical and geochemical characteristics of rocks hosting low-sulfide Pt–Pd–Cu–Ni mineralization in the Dukaly mafic–ultramafic massif (Khabarovsk Territory). *Ultramafic–Mafic Complexes: Geology, Petrology, Ore Potential*. Materials of the IX All-Russian Conf. with Int. Particip. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 105-106. (In Russ.)
- Levochskii B.B., Yakich T.Yu., Kirillov V.E. (2025b) Composition of accessory chromian spinels and rare Ni minerals in mafic–ultramafic rocks of the Ikchuka Massif (Khabarovsk Territory). *Metallogeny of Ancient and Modern Oceans – 2025. From Ore Genesis Hypotheses to Prediction Criteria*. Miass, v. 31, 209-213. (In Russ.)
- Levochskii B.B., Yakich T.Yu., Kirillov V.E. (2025d) Formational affiliation and potential ore-bearing of mafic–ultramafic massifs of the Central Sikhote-Alin: the case of Ikchuka and Dukaly massifs (Khabarovsk Territory). *Geology and Metallogeny of Non-ferrous and Noble Metals*. Proc. of the All-Russian Sci. and Pract. Conf. Ulan-Ude, GIN SO RAN Publ., 42-43. (In Russ.)
- Levochskii B.B., Yakich T.Yu., Kirillov V.E., Levochskaya D.V. (2024a) Nature of rare mineralization in dunites of the Bogbasin mafic–ultramafic massif (Khabarovsk Territory). *Scientific and Methodological Foundations for the Prediction, Exploration and Evaluation of Diamond, Noble and Non-ferrous Metal Deposits*. Materials of the XIII Int. Sci. and Pract. Conf. TsNIGRI, 220-225. (In Russ.)
- Levochskii B.B., Yakich T.Yu., Levochskaya D.V. (2024b) The role of fluids in the redistribution and accumulation of platinum-group metals and their alloys in the Dukaly mafic–ultramafic massif (Khabarovsk Territory). *Metallogeny of Ancient and Modern Oceans – 2024. Ore Genesis*. Materials of the Thirtieth Young Scientists' School named after Prof. V.V. Zaykov. Miass, South Ural Branch of RAS, 191-195. (In Russ.)
- Levochskii B.B., Yakich T.Yu., Levochskaya D.V. (2025c) Composition of accessory chromian spinels and rare Ni minerals in mafic–ultramafic rocks of the Ikchuka Massif (Khabarovsk Territory). *Metallogeny of Ancient and Modern Oceans – 2025. Ore Genesis*. Materials of the Thirty-First Young Scientists' School named after Prof. V.V. Zaykov. Miass, South Ural Branch of RAS, 209-213. (In Russ.)
- Levochskii B.B., Yakich T.Yu., Levochskaya D.V., Shal'dybin M.V., Bestem'yanova K.V., Kirillov V.E. (2026) Low-sulfide PGE mineralization type in the Dukaly mafic–ultramafic massif (Khabarovsk territory): minerals associated with PGE and their petrogenetic significance *Izv. Tomsk. Politekhnic. Universiteta. Iningiring Georesursov*, **337**(2), 251-265. <https://doi.org/10.18799/24131830/2026/2/5394> (In Russ.)
- Levochskii B.B., Yaroslavtsev D.A., Yakich T.Yu. (2025e) Traces of granitoid-derived elements in ore mineralization of ultramafic–mafic massifs of the Sikhote-Alin (Khabarovsk Territory): sources and possible formation mechanisms. *Problems of Geology and Subsoil Development*. Proc. of the XXIX Int. Young Sci. Sympos. named after Acad. M.A. Usov. Tomsk, TPU Publ., v. 1, 66-67. (In Russ.)
- Lesnov F.P. (1986) Petrochemistry of polygenetic mafic–ultramafic plutons of fold belts. Novosibirsk, Nauka Publ.,

- 136 p. (In Russ.)
- Naldrett A.J. (1999) World-class Ni–Cu–PGE deposits: Key factors in their genesis. *Mineral. Depos.*, **34**, 227–240. <https://doi.org/10.1007/s001260050200>
- Naldrett A.J. (2013) Magmatic sulfide deposits: Geology, geochemistry and exploration. Berlin, Springer, 727 p.
- Padrón-Navarta J.A., López Sánchez-Vizcaíno V., Hermann J., Connolly J.A.D., Garrido C.J., Gómez-Pugnaire M.T., Marchesi C. (2013) Tschermak's substitution in antigorite and consequences for phase relations and water liberation in high-grade serpentinites. *Lithos*, **178**, 186–196. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.001>
- Petrov O.V., Kiselev E.A., Shpikerman V.I., Zmievskii Yu.P. (2019) Anticipating the distribution of gold-copper-porphyry-type deposits in volcanic-plutonic belts of Russia's eastern regions based on results of compiling sheets of the State Geological Map-1000/3. *Region. Geologiya i Metallogeniya*, (80), 50–74. (In Russ.)
- Rasskazov S.Yu., Konyushenko G.F. (2017) Report on the results of works on the object “Conducting regional geological surveying at a scale of 1:200 000 in 2017 on a group of sheets within the Far Eastern Federal District (excluding the Republic of Sakha (Yakutia))”. Creation of geochemical bases for the sheets of the State Geological Map-200/2 M-52-VI, XI, M-54-XIII (Pravoberezhnaya area) (Stage 3). No. RGF 27486. (In Russ.)
- Reimann C., Filzmoser P., Garrett R. (2002) Factor analysis applied to regional geochemical data: Problems and possibilities. *Appl. Geochem.*, **17**(3), 185–206. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(01\)00066-X](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(01)00066-X)
- Smith W., Maier W., Barnes S., Moorhead G., Reid D., Karykowski B. (2021) Element mapping the Merensky Reef of the Bushveld Complex. *Geosci. Front.*, **12**(3), 101101. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.11.001>
- Sukhov V.I. (1994) Problems of magmatic geology of Northern Sikhote-Alin (Report under contract No. 507/521 “Petrographic–petrological and metallogenic bases for the Pribuzhnaya, Eastern and North-Sikhote-Alin series of sheets of the Geological Map-50” for 1990–1994). FB “TFGI for DFO”, No. 22122. (In Russ.)
- Tredoux M., Lindsay N.M., Davies G., McDonald I. (1995) The fractionation of platinum-group elements in magmatic systems, with the suggestion of a novel causal mechanism. *South Afr. J. Geol.*, **98**(2), 157–167.
- Vas'kin A.F., Roganov G.V. (2007) Mineralogical zoning map of Khabarovsk Territory and Jewish Autonomous Oblast. Scale 1:1 000 000. FB “TFGI for DFO”, No. RGF 25714. (In Russ.)
- Voroshilov V.G. (2011) Geochemical methods for mineral exploration. Tomsk, TPU Publ., 104 p. (In Russ.)
- Yakich T.Yu., Zhimuleva E.S., Rudmin M.A., Ruban A.S., Maximov P.N., Shaldybin M.V. (2023) The first identification of cronstedtite in Cu–Ni–PGE ores of the Talnakh intrusion. *Sci. Rep.*, **13**, 22437. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-49953-x>
- Yurchenko Yu.Yu., Dobkin S.N. (2020) Report on the results of works on the object “Conducting regional geological surveying at a scale of 1:200 000 in 2017–2019 on a group of sheets within the Far Eastern Federal District (southern regions). GDP-200 (Stages 2–3) of sheet M-54-XIII (Gurskaya area)”. No. RGF 27809. (In Russ.)
- Zhao P., Jahn B., Xu B. (2017) Elemental and Sr–Nd isotopic geochemistry of Cretaceous to Early Paleogene granites and volcanic rocks in the Sikhote-Alin Orogenic Belt (Russian Far East): implications for the regional tectonic evolution. *J. Asian Earth Sci.*, **146**, 383–401. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2017.06.017>
- Ziaii M., Safari S., Timkin T., Voroshilov V., Yakich T. (2019) Identification of geochemical anomalies of the porphyry–Cu deposits using concentration gradient modelling: A case study, Jebal-Barez area, Iran. *J. Geochem. Explor.*, **199**, 16–30. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2019.01.004>
- Zimin S.S. (1973) Ophiolite parageneses and the upper mantle. Novosibirsk, Nauka Publ., 250 p. (In Russ.)