

РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ НОРИЛЬСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ**Э.М. Спиридонов***Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, Россия*

Одни из замечательных образований трапповой формации P_2-T_1 Восточно-Сибирской платформы — плутоногенные рудно-магматические системы Норильского рудного поля. Рассмотрены процесс внедрения рудоносных интрузивов, эволюция хромшпинелидов в интрузивных магматитах, вероятные механизмы формирования массивных, вкрапленных и импреньационных магматических сульфидных руд, возможные причины обилия сульфидных расплавов и квазиангидритового изотопного состава серы сульфидных руд, продукты взаимодействия сульфидных расплавов с рудовмещающими базитами. Впервые дана оценка уникальных содержаний PGE, Ag, Au в рудах — эвтектических сростаниях Iss и PbSss, продуктах кристаллизации легкоплавких Ni-Fe-Cu-Pb-S расплавов. Установлена тесная связь ореолов флюидного воздействия около магматических сульфидных тел и пневматолитовой Ag-Au-Pt-Pd минерализации. Описаны пневматолитовые PGM ранние (золотосодержащие интерметаллиды), средней стадии (паоловит с ламеллями распада инсизвайта-геверсита и нигглиита, рустенбургит-атокит-звягинцевит, маякит, станнопалладинит, полярит, плумбопалладинит, масловит, татьянаит-таймырит и Pd-Pt-содержащие минералы группы медистого золота — тетраурикуприд и др.), поздние (соболевскит, фрудит, гессит, майчнерит, кабриит и минералы ряда Au-Ag) и наиболее поздние (сперрилит). Прямая, обратная, осцилляционная и сложная зональность золотин в значительной степени была обусловлена вариациями активности теллура во флюидах. Пневматолитовые минералы благородных металлов возникли при T ниже 490°C в резко восстановительных условиях при крайне низкой железистости S_2 . Судя по изотопии свинца, все образования трапповой формации Норильского региона имели единый мантийный источник. Изотопный состав свинца рудоносных интрузивов, магматических сульфидных руд, PbSss и интерметаллидов Pd-Pt Норильского и Талнахского рудных узлов в значительной степени различается — в Талнахском свинец заметно более радиогенный. Это свидетельствует о генетических связях сульфидных руд с конкретными интрузивами, о различных промежуточных магматических очагах для Норильского и Талнахского узлов, о более высокой степени контаминации мантийных магм для Талнахского узла, чем, возможно, и обусловлен его гигантский масштаб.

Плутоногенные рудно-магматические системы, хромшпинелиды, графитизация, сульфатредукция, сульфуризация, пневматолитовые PGM, зональность золотин, изотопия свинца, контаминация.

ORE-MAGMATIC SYSTEMS OF THE NORIL'SK ORE FIELD**E.M. Spiridonov**

Plutonogene ore-magmatic systems of the Noril'sk ore field are unique constituents of the P_2-T_1 trap formation in the East Siberian Platform. We consider the formation of ore-bearing intrusions, evolution of Cr-spinels in intrusive magmatites, possible mechanisms of formation of massive, disseminated, and impregnated magmatic sulfide ores, possible reasons for the abundance of sulfide melts, quasi-anhydrite isotopic composition of sulfur of sulfide ores, and products of interaction of sulfide melts with ore-hosting basites. The unique contents of PGE, Ag, and Au in ores (eutectic Iss-PbSss intergrowths, crystallization products of low-temperature Ni-Fe-Cu-Pb-S melts) have been estimated for the first time. We have established that pneumatolytic Ag-Au-Pt-Pd mineralization is intimately related to the fluid aureoles near magmatic sulfide bodies. Pneumatolytic PGM are subdivided into early (tetraferroplatinum with lamellae atokite, paalovite with lamellae of insizwaite-geversite and niggliite, etc.), late (soblevskite, froodite, hessite, maichenerite, cabriite, minerals of Au-Ag series, etc.), and the latest (sperrylite). The direct, reverse, oscillation, and complex zoning of gold particles is much due to variations in the Te activity in the fluids. Pneumatolytic noble-metal minerals were produced at $<490^\circ\text{C}$ in strongly reducing conditions with extremely low S_2 fugacity. The Pb isotope composition evidences that all systems of the trap formation in the Noril'sk region had the same mantle source. The Pb isotope compositions of ore-bearing intrusions, magmatic sulfide ores, PbSss, and Pd-Pt intermetallides in the Noril'sk and Talnakh ore clusters differ significantly: Lead in the Talnakh cluster is more radiogenic. This evidences genetic relations between sulfide ores and particular intrusions as well as different intermediate magma chambers in the Noril'sk and Talnakh clusters, and a higher degree of contamination of mantle magmas in the Talnakh cluster, which might be the explanation of its giant area.

Plutonogene ore-magmatic systems, Cr-spinels, graphitization, sulfate reduction, sulfurization, pneumatolytic PGM, gold particle zoning, Pb isotopes, contamination

ВВЕДЕНИЕ

Элементы группы платины (PGE) хорошо растворяются в металлических и сульфидных расплавах. По этой причине, их история в гипербазит-базитовых магматических системах, малосульфидных и богатых сульфидами, принципиально различная. Сульфидные расплавы мантийного происхождения на порядки богаче PGE (например Норильские), чем сульфидные расплавы корового происхождения (например в Садбери). PGE при повышенных температурах — типичные халькофилы, имеют очень большое родство с S, As, Te, Sb, Bi.

Одни из замечательных образований трапповой формации Восточно-Сибирской платформы — рудно-магматические системы Норильского рудного поля, которые содержат около 75 % мировых запасов Pd и 15 % запасов Pt, заметную долю запасов Ag и Au России. Их изучали В.К. Котульский, М.Н. Годлевский, Н.С. Зонтов, В.А. Маслов, В.В. Золотухин, Э.А. Кулагов, В.К. Степанов, Д.М. Туровцев, В.В. Рябов, А.Д. Генкин, А.А. Филимонова, С.Ф. Служеникин, Т.Л. Евстигнеева, В.А. Люлько, Ю.Н. Амосов, О.Н. Симонов, А.Д. Налдретт, В.А. Федоренко, Г.А. Митенков, В.М. Изоитко, В.В. Дистлер, А.В. Тарасов, А.М. Карпенков, В.А. Коваленкер, А.М. Глотов, В.В. Бутенко, Е.В. Середа, И.Н. Тушенцова и многие другие геологи.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ РУДНОГО ПОЛЯ

Норильское рудное поле находится в северо-западном углу древней Восточно-Сибирской платформы, в зоне краевых дислокаций. Это область платформы с повышенной мобильностью. Мощность земной коры в данном регионе (глубина залегания поверхности Мохо) составляет 42—48 км, из них 34—40 км — сложнодислоцированные толщи метаморфитов гранулитовой и амфиболитовой фаций архейского и протерозойского возраста (фундамент платформы) и 8—18 км — в небольшой степени дислоцированные и слабометаморфизованные осадочные и вулканогенные толщи рифея—венда—фанерозоя (плитный чехол платформы) [Simonov et al., 1994]. Фундамент платформы разбит многочисленными разломами. Рудные узлы — Норильский (на юго-западе рудного поля) и Талнахский (на северо-востоке рудного поля, между месторождениями 25—30 км) — размещены в плитном чехле платформы. Последний образуют терригенные R (~2.5 км), ангидрит-карбонатно-терригенные от R₃ до C (~5.5—9 км), угленосная карбонатно-терригенная толщи C—P (тунгусская серия) (~0.5 км), платобазальты P₂—T₁ (до 4 км) [Геология..., 1966; Люлько и др., 1987; Simonov et al., 1994]. Ангидрит-карбонатно-терригенные толщи PZ₁₋₂ — пестроцветные. Толщи ангидритов содержат линзы каменной соли, реже калийных солей, линзы рассолов, пятна нефтидов.

И.И. Краснов и В.Л. Масайтис [Геология..., 1966] установили, что Среднесибирское плоскогорье (плато Путорана) представляет гигантскую область опусканий, предопределивших накопление угленосной тунгусской серии и вулканитов трапповой формации. При формировании последней преобладали процессы растяжения земной коры и сопутствующая эффузивная деятельность, их периодически сменяли процессы сжатия и интрузивная деятельность. Трапповая формация P₂—T₁ развита не только на Восточно-Сибирской платформе, но и выполняет серию мощных рифтов в пределах Западно-Сибирской эпикаледоно-герцинской плиты. В состав трапповой формации входят вулканиты от щелочных оливинных базальтов до преобладающих толеитовых базальтов, интрузивные базиты от безрудных толеитовых габбро-долеритов до рудоносных пикритовых и оливинных габбро-долеритов несколько повышенной щелочности [Годлевский, 1959; Lightfoot et al., 1990; Naldrett et al., 1992]. Судя по изотопному составу свинца, мантийные магмы трапповой формации были в заметной степени контаминированы веществом континентальной коры; это коррелируется с данными по геохимии широкого круга элементов [Naldrett et al., 1992; Doherty, 1993; Lightfoot et al., 1993; Wooden et al., 1993; Czamanske et al., 1994].

Плитный чехол в Норильском регионе дислоцирован, осадочные толщи и вулканиты смяты в системы пологих брахисинклиналей (с юго-запада на север и северо-восток — Норильская, Вологочанская, Хараелахская, Сыверминская) и более крутых антиклиналей (Рыбинская, Хантайская) и разбиты множеством разломов разной амплитуды северо-восточного, северо-западного и иных простираний [Маслов, 1963; Люлько и др., 1987; Simonov et al., 1994]. Суммарная мощность вулканитов трапповой формации в центре Норильской брахисинклинали несколько более 1 км, в центре Хараелахской достигает 3.5 км. В ряде работ эти брахисинклинали трактуют как вулканотектонические депрессии. Однако мощности вулканитов в краевой и центральных частях Хараелахской и иных структур близки, следовательно, это синклинали. Разломы представлены крутопадающими сбросами и сбрососдвигами, реже наклонными взбросами, взбрососдвигами и поддвигами, а также надвигами с амплитудой смещений от дециметров до первых сотен метров. Возможно, плитный чехол Восточно-Сибирской платформы в Норильском регионе был смят при раскрытии мощных рифтов на севере Западно-Сибирской плиты.

О ВОЗРАСТЕ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ

Нечастый случай, когда проблема возраста решена надежно. Гигантского масштаба трапповая формация P_2-T_1 с Pt-Pd специализацией, сложенная в основном толеитами континентального типа, развита на северо-западе и в центре Восточно-Сибирской платформы. Изотопный возраст платобазальтов (Ag/Ag, U/Pb, Rb/Sr) — 251 ± 3 млн лет [Dalrymple et al., 1991, 1995; Campbell et al., 1992; Kamo et al., 2003; Изменения..., 2007]. Палеомагнитные характеристики платобазальтов — от самых ранних до самых поздних — однотипны. По этим характеристикам они находятся в одной зоне полярности; следовательно, продолжительность излияния платобазальтов трапповой формации не превышала 0.6—0.8 млн лет [Campbell et al., 1992; Veselowskiy, Pavlov, 2004]. Изотопные U/Pb датировки рудоносных интрузивов по бадделеиту и циркону — 251.2 ± 0.3 млн лет, Ag/Ag датировки по плагиоклазу, биотит-флогопиту и амфиболу пород рудоносных интрузивов и Re/Os датировки сульфидных руд Норильского рудного поля — 250 ± 1 —2 млн лет [Dalrymple et al., 1991; Campbell et al., 1992; Wooden et al., 1992; Walker et al., 1994; Renne, 1995; Kamo et al., 2003].

Более молодая очень крупного масштаба Маймеча-Котуйская формация ультраосновных—щелочных магматических пород, щелочных лампрофиров и карбонатитов T_1 с Ir-Os специализацией, развита на севере Восточно-Сибирской платформы, отвечает следующей за трапповой формацией зоне полярности палеомагнитного поля [Veselowskiy, Pavlov, 2004]. Ее изотопный возраст около 250 млн лет, она моложе трапповой формации менее чем на 2 млн лет.

Норильские рудоносные интрузивы и сульфидные залежи пересечены поздними дайками долеритов трапповой формации. Единичные крутопадающие дайки щелочных лампрофиров—флогопитовых минетт Маймеча-Котуйской формации секут рудоносные интрузивы и сульфидные залежи в Норильском рудном поле (наблюдения в подземных выработках рудников Заполярный и Октябрьский). Следовательно, длительность формирования Норильских рудно-магматических систем ~1 млн лет.

РУДОНОСНЫЕ ИНТРУЗИВЫ

Плитный чехол платформы, включая платобазальты, смят в системы пологих брахисинклиналей и более крутых антиклиналей. Вероятно, именно в процессе смятия произошло внедрение мантийных сульфидоносных гипербазит-базитовых расплавов. Месторождения Норильского рудного поля — плутоногенные.

Для Норильского региона характерно обилие разрывных нарушений. В их числе наиболее важная рудоконтролирующая структура — крутопадающий Норильско-Хараелахский разлом, впервые выделенный Ю.М. Шейнманном в 1942 г. [Маслов, 1963]. В этом разломе мощность милонитов и тектонических брекчий до 100 м. Данный разлом контролирует размещение рудоносных интрузивов.

Месторождения сопряжены с Норильскими-I и II, Талнахским (Верхнеталнахским) и Таймырским (Хараелахским) интрузивами оливиновых габбро-долеритов—габбро-норит-долеритов—габбро-анортитов—пикритовых габбро-долеритов—пикритов—троктолитов—габбро-диоритов [Котульский, 1946; Годлевский, 1959, 1968; Золотухин, 1964; Суханова, 1965; Васильев, 1966; Кулагов, 1968; Тарасов, 1976; Наторхин и др., 1977; Степанов, 1981; Степанов, Туровцев, 1988; Naldrett et al., 1992; Lightfoot et al., 1994; Туровцев, 2002; Naldrett, 2004; Лихачёв, 2006]. Норильские интрузивы образуют Норильский рудный узел, Талнахский и Таймырский — Талнахский рудный узел.

Рудоносные интрузивы — протяженные ленто- и корытообразные тела, секущие под небольшими углами ($4-10^\circ$) породы рамы. Норильские внедрились в Норильскую брахисинклиналь с ЮЗ (почти от границы платформы) на СВ. Талнахский и Таймырский внедрились в Хараелахскую брахисинклиналь с СВ (почти от границы платформы) на ЮЗ [Золотухин, 1964; Васильев, 1966; Лихачёв, 2006]. Несколько ранее рудоносных интрузивов вдоль зоны Норильско-Хараелахского разлома внедрились пологозалегающие тела лейкократовых хромитоносных габбро—габбро-долеритов, которые «запечатали» боковые части пологих ослабленных магмоподводящих зон [Степанов, Туровцев, 1988]. Вероятно, по этой причине более молодые рудоносные интрузивы имеют форму довольно узких лент и содержат массу ксенолитов лейкократовых габброидов. Ширина рудоносных интрузивов 0.5—2 км, мощность 0.1—0.3 км, длина >25 км. Поперечное сечение интрузивов часто килевидное, обычно с относительно пологой кровлей. Интрузивный процесс был механически очень активным. Расплавы выпихивали интрузивное пространство. Рудоносные магматические породы содержат множество ксенолитов ороговикованных вмещающих пород, размер некоторых достигает 100 м [Васильев, 1966]. Дно интрузивов осложнено серией депрессий. Во фронтальной части, на выклинивании интрузивов, их морфология весьма сложная, с массой апофиз, здесь широко развиты разнообразные интрузивные брекчии [Немененок, 1977].

М.Н. Годлевский [1968] и В.К. Степанов [1981] оценили глубину становления рудоносных интрузивов Норильского рудного поля ~2.5 км, что соответствует давлению 0.8 кбар.

Таблица 1. Химический состав (мас.%) хромшпинелидов пикритовых габбро-долеритов и пикритов Талнахского рудоносного интрузива, рудник Скалистый

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|
| MgO | 10.07 | 5.30 | 4.58 | 7.87 | 7.14 | 6.55 | 4.83 | 3.55 | 2.79 | 3.86 |
| NiO | — | — | — | — | 0.44 | — | 0.43 | 0.62 | 0.36 | — |
| FeO | 20.78 | 28.40 | 31.12 | 23.26 | 27.14 | 28.77 | 31.25 | 31.55 | 30.24 | 38.12 |
| MnO | 0.33 | 0.52 | 0.70 | 0.25 | — | 0.12 | 0.46 | 0.68 | 0.43 | — |
| ZnO | — | — | — | 0.60 | — | — | 0.15 | 0.28 | — | — |
| Cr ₂ O ₃ | 36.80 | 36.70 | 39.83 | 33.61 | 32.74 | 25.95 | 18.58 | 18.85 | 21.58 | 24.65 |
| Al ₂ O ₃ | 23.75 | 17.12 | 8.14 | 16.06 | 11.00 | 6.86 | 4.27 | 3.63 | 3.00 | 6.04 |
| V ₂ O ₃ | — | — | — | 0.28 | 0.21 | 0.61 | 1.08 | 0.96 | 0.54 | — |
| Fe ₂ O ₃ | 6.73 | 8.30 | 8.75 | 16.54 | 17.09 | 26.05 | 30.25 | 31.86 | 37.53 | 15.14 |
| TiO ₂ | 1.05 | 2.89 | 6.42 | 1.97 | 5.16 | 6.37 | 8.32 | 7.27 | 2.60 | 12.38 |
| Сумма | 99.51 | 99.23 | 99.54 | 100.44 | 100.92 | 101.28 | 99.82 | 99.25 | 99.07 | 100.19 |
| f, % | 54 | 75 | 80 | 63 | 68 | 71 | 79 | 84 | 86 | 85 |
| Cr# | 47 | 52 | 66 | 46 | 50 | 43 | 35 | 34 | 33 | 51 |
| Al# | 45 | 37 | 20 | 33 | 25 | 17 | 12 | 10 | 7 | 19 |
| Fe ³⁺ # | 8 | 11 | 14 | 21 | 25 | 40 | 53 | 56 | 60 | 30 |

Примечание. Электронный микросонд Camscan, аналитик Н.Н. Коротаева (МГУ, г. Москва). Количества FeO и Fe₂O₃ рассчитаны по стехиометрии. Прочерк — элемент не определялся.

Особенности пород рудоносных интрузивов норильского типа — обилие в них умеренно магнезиального оливина и хромшпинелидов. Последние в габброидах нередко слагают небольшие шпирсы с поперечником до 8 см. Рудоносные интрузивы Норильского рудного поля в отличие от обычных расслоенных базитовых интрузивов содержат горизонты пород, обогащенных оливином и хромшпинелидами, не только в придонной, но и в верхней части [Степанов, 1981; Служеникин и др., 1994; Дистлер и др., 1999]. Состав хромшпинелидов в Норильских и Талнахских интрузивах идентичен. Ранний хромшпинелид, который кристаллизовался совместно с хризолитом (оливин-1), бронзитом, хромистым эндиопсидом и магнезиальным ильменитом, — это титанистый алюмохромит (табл. 1, № 1—3). Его состав свидетельствует о базитовом, а не гипербазитовом исходном расплаве невысокой щелочности; у этого хромшпинелида проявлена своеобразная эволюция состава — одновременный рост хромистости, железистости и титанистости (от № 1 к 3). Такой тренд возможен при кристаллизации на фоне понижения давления, т.е. в процессе подъема расплава из глубинного источника. Состав магнезиального ильменита пикритовых габбро-долеритов Талнахского интрузива (рудник Скалистый), анализ № 11 (мас.%): MgO = 6.83; NiO = 0.19; FeO = 33.08; MnO = 0.81; ZnO = 0.17; Fe₂O₃ = 6.66; Al₂O₃ = 0.05; Cr₂O₃ = 0.46; TiO₂ = 51.45; сумма = 99.70, что отвечает (Fe_{0.67}²⁺Mg_{0.25}Mn_{0.02}²⁺Fe_{0.12}³⁺Ti_{0.94})₂O₃. Хромшпинелиды, кристаллизовавшиеся совместно с железистым хризолитом до гиалосидерита (оливин-2), гиперстенном, авгитом и Са-плагноклазом, представлены серией титанистый ферриалюмохромит (см. табл. 1, № 4, 5)—титанистый феррихромит (№ 6)—хромтитаномагнетит (№ 7, 8)—титанистый хромит (№ 9), с ростом железистости при снижении хромистости и глиноземистости. Такой тренд обычен при кристаллизации на фоне понижения температуры, вероятно, кристаллизация этих минералов произошла в малоглубинных условиях. Поздний хромшпинелид слагает внешние зоны некоторых кристаллов более ранних хромшпинелидов и весьма отличен от них по составу — это бедный Fe³⁺ хромтитаномагнетит—хромсульфошпинель (см. табл. 1, № 10). Поздний хромшпинелид возник при резкой смене флюидного режима магмы с окислительного на восстановительный, возможно, уже в камере интрузива.

Норильские рудоносные интрузивы пересекли и контактово метаморфизовали дислоцированные толщи PZ и нижние свиты трапповой формации, а Талнахские рудоносные интрузивы — толщи PZ, частью застряли в угленосной толще и контактово метаморфизовали низы толщи платобазальтов.

Высокотемпературная магма рудоносных интрузивов была насыщена флюидами, поэтому вокруг интрузивов развиты широкие зональные ореолы ороговикованных пород (это впервые установил Г.Д. Вареня [Кулагов, 1968]) санидинитовой, пироксен-роговиковой, роговообманково-роговиковой, актинолит-роговиковой фаций, обильны магнезиальные и известковые экзоскарны и эндоскарны [Васильев, 1966; Юдина, Степанов, 1972; Рябов, Золотухин, 1977; Туровцев, 2002]. Роговики санидинитовой фации содержат мелилит, мервинит, ларнит, периклаз. Широко развиты мелкозернистые роговики, минеральный состав которых близок к скарнам, магнезиальные и известковые скарноиды. Для минералов магнезиальных

и известковых скарнов характерны флюидные включения высокой солености 35—55 мас.% экв. NaCl, с температурой гомогенизации выше 500 °С, в их числе густо окрашенный сиреневый ангидрит [Рябов, Золотухин, 1977].

В магнезиальных экзоскарнах Талнахских интрузивов у горы Отдельная среди ассоциаций форстерит + фассаит + шпинель + мелилит развит поздний парагенез гроссуляр + вилюит (обогащенный бором везувиан) + вадалит — хлор-оксигранатид состава $\text{Ca}_6(\text{Al,Fe,Mg})_4\text{Cl}_3\text{O}_4[(\text{Si,Al,Fe})\text{O}_4]_3$. Вадалит, который кристаллизуется в форме тригон-тритетраэдров, является продуктом высокотемпературного пневматолита, прошедшего в результате взаимодействия силикатных магм с рассолами. Вадалит при процессах эпигенетического метаморфизма был замещен тонкозернистыми агрегатами гидрогроссуляра, хлорита, серпентина и превращен в ахтарандит [Плетнев и др., 2001].

СУЛЬФИДНЫЕ РУДНЫЕ ЗАЛЕЖИ

Ведущая рудная формация Норильского рудного поля — плутоногенная магматическая сульфидная, образованная в результате накопления продуктов кристаллизации сульфидных расплавов Co-Ni-Cu-Fe состава и значительно реже Pb-Co-Ni-Cu-Fe состава — дифференциатов рудоносных интрузивов оливиновых и пикритовых габбро-долеритов норильского типа. Магматическая сульфидная Co-Ni-Cu формация обогащена благородными металлами — Pd, Pt, Ag, Au, менее Rh, Os, Ir, Ru.

Магматические сульфиды слагают вкрапленность в интрузивах, залежи, жилы и импренции в эндоконтактах и экзоконтактах рудоносных интрузивов (рис. 1—4). Большая часть сульфидных руд (вкрапленных, сидеронитовых, массивных) локализована в головной части интрузивов [Рябов и др., 2000; Лихачев, 2006].

Один из наиболее распространенных типов вкрапленных руд (с сульфидными каплями) развит в придонных частях рудоносных интрузивов. Размер капель от мелкой дробы до 2—4, изредка до 6 см. Форма их округлая до приплюснутой, количество от редкой вкрапленности до весьма густой. Залегают капли согласно с первичной расслоенностью и текстурами течения пикритовых габбро-долеритов, троктолитов и пикритов. Сульфидная масса капель заметно богаче благородными металлами, чем сульфидная масса сидеронитовых и массивных руд. Сера сульфидной массы капель изотопно более легкая, чем сера сидеронитовых и массивных руд [Годлевский, Гриненко, 1963; Горбачев, Гриненко, 1973; Генкин и др., 1981; Рябов и др., 2000; Лихачев, 2006]. Поэтому большинство геологов рассматривали сульфидные капли как мантийные образования. Представляется, что капельники — порождение магматического «дождя» или «града» фрагментов первичных сульфидных расплавов. Заметная часть «дождя» застряла в придонных интрузивных породах, богатых оливином и хромшпинелидами. Капли нередко «сидят» на идиоморфных кристаллах клинопироксена и плагиоклаза. Большая часть сульфидного «дождя» стекла в депрессии дна интрузивов (см. рис. 1—3). При остывании и сокращении объема интрузивов значительная часть сульфидных расплавов была выжата за их пределы, главным образом в роговики под пологим дном интрузивов. Очевидно, по этой причине многие сульфидные залежи расположены под депрессиями

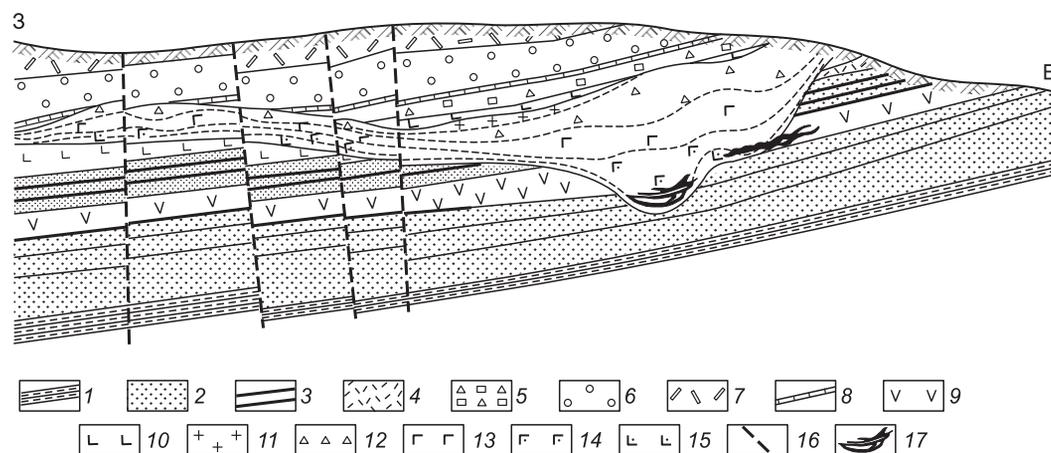
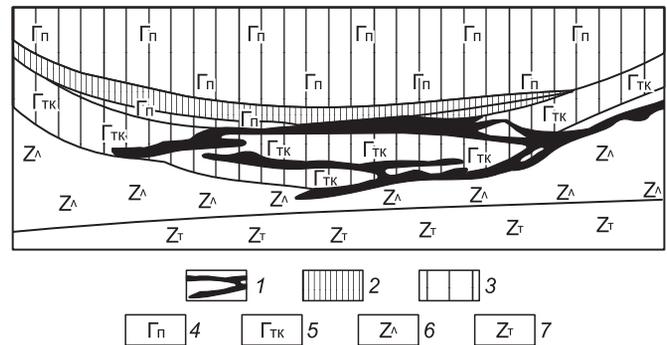


Рис. 1. Субширотный геологический разрез интрузива Норильск-I (данные ГРО рудника Заполярный).

1—10 — породы рамы интрузива: 1 — осадочные толщи девона, 2, 3 — угленосная тунгусская серия (3 — угли), 4 — силл субщелочных долеритов, 5—10 — базальтоиды ивакинской свиты (9 — силл титан-авгитовых долеритов); 11—15 — интрузивные породы: 11 — габброиды и кварцевые долериты, 12 — габбро-диориты и габбро, 13 — оливиновые, 14 — пикритовые, 15 — такситовые и эндоконтактовые габбро- и габбро-норит-долериты; 16 — разломы; 17 — жилы магматических сульфидов.

Рис. 2. Придонная рудная зона в интрузиве Норильск-I (данные ГРО рудника Заполярный).

1—3—рудные залежи: 1 — сульфидные жилы, 2 — густо вкрапленные руды, 3 — вкрапленные руды; 4, 5 — интрузивные породы: 4 — пикритовые габбро-долериты, 5 — габбро-долериты; 6, 7 — ороговикованные вулканиды ивакинской свиты: 6 — субщелочные базальты, 7 — щелочные титан-авгитовые базальты.



дна интрузивов [Степанов, Туровцев, 1988; Лихачев, 2006]. Основные залежи массивных руд размещены под Таймырским (Хараелахским) интрузивом, в том числе крупнейшее месторождение палладия на Земле — основная Хараелахская залежь размером 3×1 км при мощности до 75 м (см. рис. 4).

Вкрапленные руды (сидеронитовые) широко распространены в интрузивных породах любого состава. Часть сульфидов сидеронитовых руд — это «брызги» того сульфидного «дождя». Заметная часть сульфидов сидеронитовых и массивных руд, вероятно, являются продуктами процесса сульфуризации, высокотемпературного воздействия сернистых газов на минералы магматитов и роговиков с извлечением Fe, Ni, Cu и образованием сульфидной вкрапленности и вторичных сульфидных расплавов, бедных благородными металлами [Золотухин, 1966, 1988; Альмухамедов, Медведев, 1982]. Рудоносные интрузивы метаморфизовали угли тунгусской серии до графита [Годлевский и др., 1962]. Исходные угли тунгусской серии содержат 25—38 % летучих веществ (водород, углеводороды), интенсивно графитизированные (до 300 м от контакта с интрузивами) — 4—10 % и менее летучих веществ [Харченко, 1971]. При контактовом метаморфизме возникло огромное количество высокотемпературных восстановленных газов (метан, водород, монооксид углерода и иные). Эти газы активно взаимодействовали с ангидритом палеозойских толщ. При сульфатредукции возникли сернистые газы с серой, сероводородом, диоксидом серы, сероуглеродом; изотопный состав серы в них ангидритовый, богат тяжелым изотопом. Попадая в горячие остывающие, сокращающиеся в объеме интрузивы и породы их рамы, такие газы с любой формой серы интенсивно взаимодействовали с железосодержащими минералами, в результате чего формировались тонкая вкрапленность сульфидов в породах и вторичные сульфидные расплавы. Это отчасти объясняет: 1) огромное количество сульфидных расплавов в Норильском рудном поле; 2) утяжеленный квазиангидритовый изотопный состав серы сидеронитовых и массивных руд; 3) пониженные содержания в них же благородных металлов (в сравнении с сульфидными капельниками); 4) повышенные содержания в сидеронитовых и массивных рудах радиогенного (корового) осмия [Walker et al., 1994].

По подсчетам А.П. Лихачева [2006], в Верхнеталнахском и Хараелахском рудоносных интрузивах вкрапленные руды в интрузивных породах составляют 60 и 50 % массы всех типов их руд, в импреняционных рудах экзоконтакта ~5 %, в сплошных залежах эндо- и экзоконтакта ~40 % руд.

Норильский рудный узел. Наиболее важные рудные тела связаны с интрузивом Норильск-I (см. рис. 1). Преимущественно пологие жилы и залежи сплошных сульфидных руд приурочены к нижним

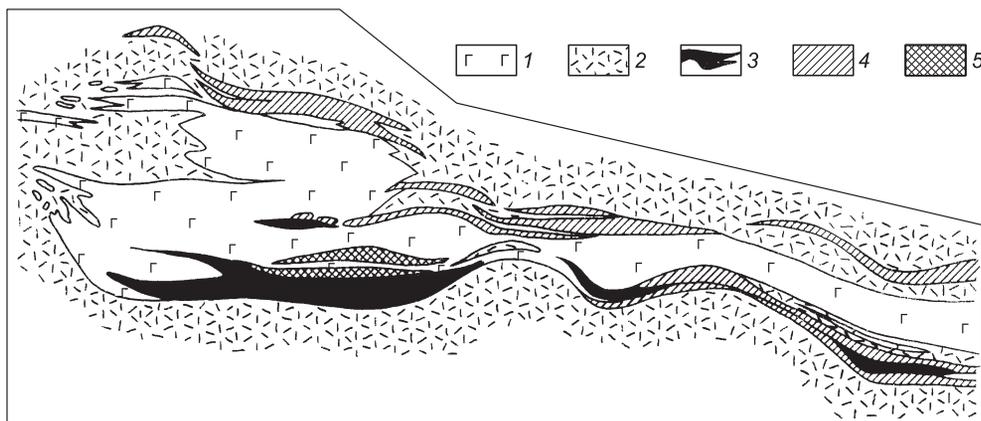


Рис. 3. Рудные тела юго-западной ветви Талнахского интрузива (данные ГРО рудника Маяк).

1 — нерасчлененные габбро-долериты, 2 — роговики, 3 — залежи и жилы сплошных сульфидных руд, 4 — прожилково-вкрапленные сульфидные руды, 5 — вкрапленные (сидеронитовые) сульфидные руды.

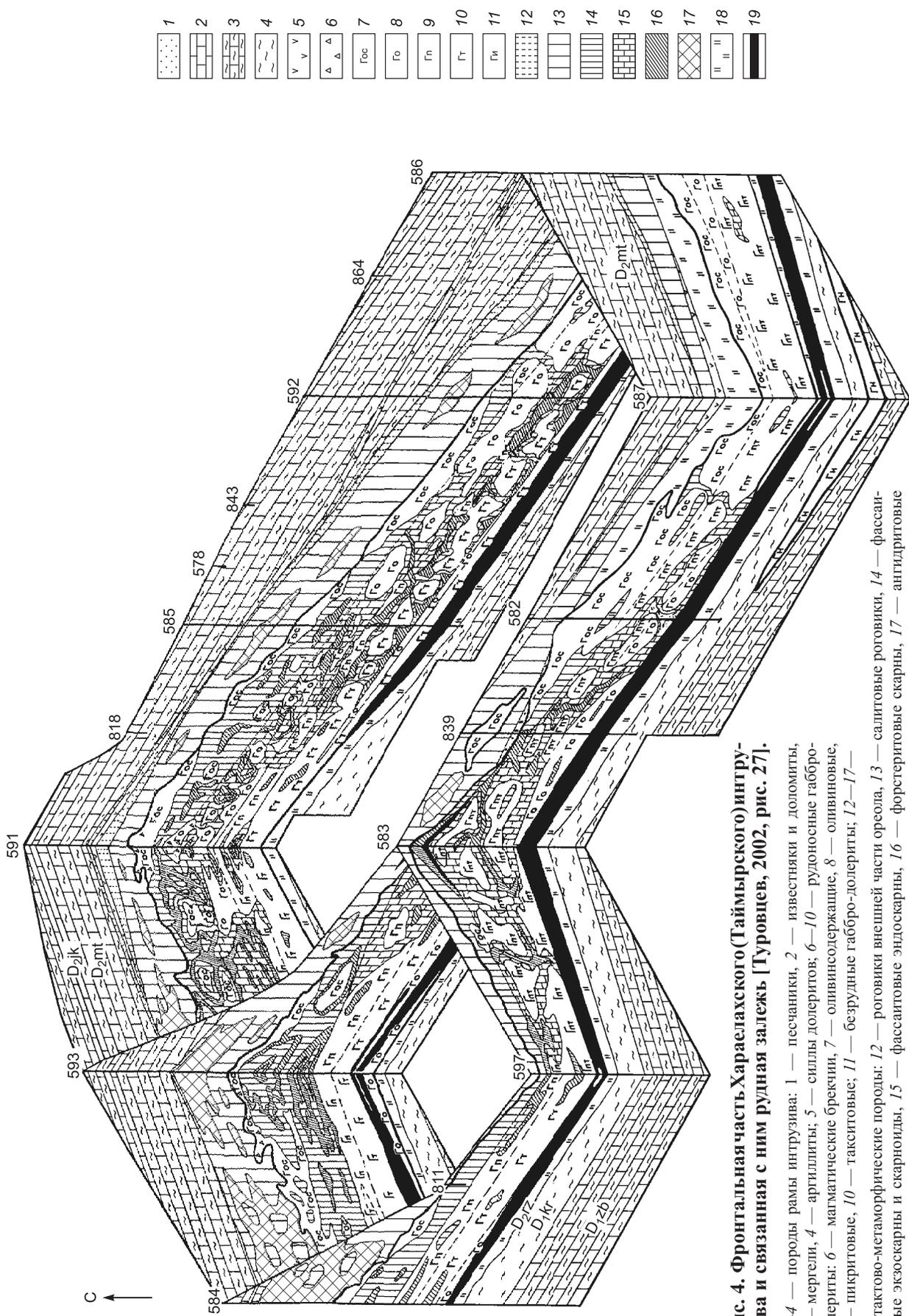


Рис. 4. Фронтальная часть Харалахского (Таймырского) интрузива и связанная с ним рудная залежь [Туровцев, 2002, рис. 27].

1–4 — породы рамы интрузива: 1 — песчаники, 2 — известняки и доломиты, 3 — мергели, 4 — аргиллиты; 5 — силлы долеритов; 6–10 — рудоносные габродолериты: 6 — магматические брекчии, 7 — оливинсодержащие, 8 — оливниновые, 9 — пикритовые, 10 — такситовые; 11 — безрудные габро-долериты; 12–17 — контактово-метаморфические породы: 12 — роговики внешней части ореола, 13 — салитовые роговики, 14 — фасситовые экзоскарны и скарноиды, 15 — фасситовые эндоскарны, 16 — форстеритовые скарны, 17 — ангидритовые мраморы; 18 — метасоматиты альбит-калшитовые; 19 — Харалахская залежь сплошных сульфидных руд. Свиты девона: D₂jk — юктинская, D₂mt — мантуровская, D₁kr — разведочнинская, D₁kt — курейская, D₁zb — зубовская. Цифры на рисунке — номера разведочных скважин.

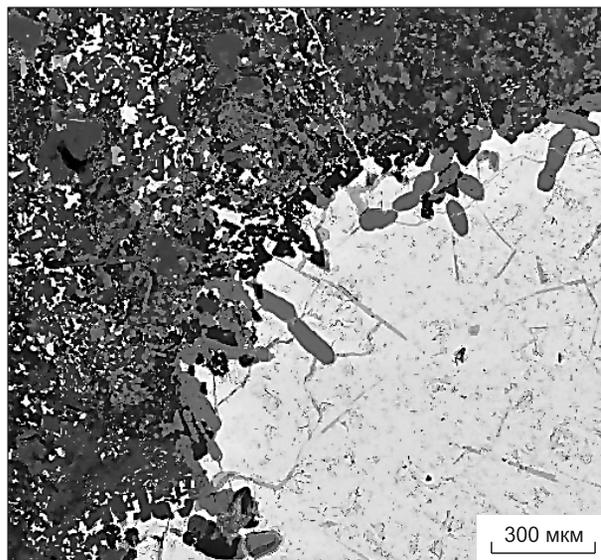
эндо- и экзоконтактам интрузива там, где его днище сильно прогнуто (см. рис. 2). Типично сочетание жил и залежей сульфидных руд сплошных и вкрапленных, прожилково-вкрапленных и импреняционных. Мощность сульфидных залежей и жил редко превышает 5 м. Вкрапленные и импреняционные руды размещены в придонных габбро-долеритах, обогащенных оливином и хромшпинелидами, и в роговиках, подстилающих рудоносный интрузив. Мощность придонных залежей вкрапленных руд достигает 30 м. Отдельными, чаще небольшими участками вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды развиты по всему объему интрузива, в его верхнем и боковых экзоконтактах. Смена сплошных руд вкрапленными и импреняционными обычно происходит постепенно на расстояниях до 2 м, реже на коротких расстояниях.

Морфология сульфидных жил в интрузиве и роговиках ближнего экзоконтакта варьирует от простой прямолинейной до очень сложной извилистой. Вдоль контактов жил развиты узкие зоны замещения сульфидами минералов магматитов и роговиков, но сами минералы магматических и контактово-метаморфических пород совершенно свежие, включая такие малостойкие, как оливин, монтичеллит, периклаз, мелилит, ромбические пироксены, пижонит. На удалении от интрузива мощность сульфидных жил редко превышает 0.5 м, их контакты с ороговикованными породами обычно прямолинейные, ступенчатые, резкие, нередко брекчиевидные текстуры. Отдельные сульфидные жилы как пологие, так и почти вертикальные отходят от рудоносного интрузива на расстояние до 800 м, за пределы ореола контактового метаморфизма (северный склон горы Рудная) [Зонтов, 1958; Кулагов, 1968]. Иногда сульфидные жилы секут пласты углей, вдоль контактов жил развиты оторочки кокса [Суханова, 1959; Годлевский и др., 1962]. У контактов сульфидных жил, залегающих в роговиках по песчанникам и алевролитам аркозового состава, развиты палингенные гранофиры и аплитовидные породы гранитного состава [Годлевский, 1959, 1968; Кулагов и др., 1965; Наторхин и др., 1977]. По расплавленным включениям в кварце этих гранофиринов получена оценка температур их формирования 840—820 °С [Зотов и др., 1977]. Это свидетельство высоких температур сульфидных расплавов. Гранофиры и аплитовидные породы содержат инъекции только поздних медистых сульфидных расплавов.

На месторождении Норильск-I известны руды с «миндалекаменной» текстурой [Роговер, 1959; Кулагов, 1968]. Они развиты там, где интрузив внедрился в пузыристые (с обильными газовыми пустотами) базальты ивакинской свиты. При застывании (сокращении в объеме) Норильского интрузива сульфидные расплавы были из него в заметной степени выжаты. Большая часть их мигрировала под интрузив, образовав в породах рамы жилы, линзы и импреняции; небольшая часть по сети тонких (<0.3 мм) трещин инъецировала подстилающие базальты. Возникли серии малых «отливок» сульфидных расплавов в газовых пустотах базальтов с поперечником 1—18, обычно 4—6 мм. Рудные минералы в сульфидных «отливках» отличаются очень мелкими размерами зерен. Вдоль путей миграции сульфидных расплавов и вокруг сульфидных «отливок» базальты преобразованы на расстоянии 1—15 мм, обычно 2—4 мм. Реакционные силикаты развиты и в сульфидных отливках (рис. 5). Особенно интересны подобные образования в щелочных базальтах (50 мас.% SiO₂, до 4 мас.% TiO₂, до 2.4 мас.% K₂O, до 1.4 мас.% P₂O₅). Протолит слагают сиреневый титанистый авгит-салит, лабрадор Ca₅₇₋₅₁, ильменит Hem₂₁₋₂₃, марганцовистый титаномагнетит Ulv₄₀₋₅₃, санидин K₅₃₋₆₅Na₃₈₋₃₀Ca₉₋₅, апатит. Реакционные минералы — оливин (гортонит—феррогортонит—фаялит, *f* = 61—91 %), глиноземистые ферросилит Ca₂₋₅Mg₇₋₉Fe₈₇₋₉₁ и ферропижонит Ca₅₋₆Mg₁₁₋₁₅Fe₇₈₋₈₄ (до 7 мас.% Al₂O₃), феррогиперстен, геденбергит Ca₄₈₋₅₀Mg₂₋₆Fe₄₅₋₅₂, ферросалит, анортит Ca₉₅₋₁₀₀, олигоклаз-андезин Ca₃₄₋₂₈, в том числе высококалийевый — до Ca₃₀Na₅₉K₁₁, биотит с 6—7 мас.% TiO₂ (до 3 мас.% F и 0.6 мас.% Cl), санидин K₇₁₋₈₃Na₂₇₋₁₅Ca₁₋₃, ильменит Hem₂₋₆, марганцовистая ульвошпинель Ulv₉₉₋₇₉ [Спиридонов, 2004]. Минералы щелочных базальтов с обилием Fe³⁺ замещены силикатами и оксидами с обилием Fe²⁺, т.е. процесс прошел при участии восстановленных флюидов. Судя по наличию в сульфидных «отливках» когенита Fe₃C, в составе флюидов преобладали углеводороды и/или моноок-

Рис. 5. Сульфидная мини-отливка в щелочных базальтах.

У контакта с сульфидной массой (белая) развиты реакционные железистые оливин и пироксены (серые) и титанистый биотит (черный). Кристаллы феррогортонита—фаялита выросли на стенке мини-отливки. Эпигенетические просечки магнетита (светло-серые). Карьер Медвежий Ручей. Здесь и далее фотография в отраженных электронах.



сид углерода, возможно, бикарбонил углерода, фуллерены и сероуглерод. Оценки по ильменит-титаномагнетитовому, пироксеновому, двуполевошпатовому термометрам составляют от 960 до 730 °С, что свидетельствует о высоких температурах сульфидных расплавов, их очень большой подвижности и химической агрессивности.

Талнахский рудный узел включает Талнахское месторождение к востоку от магмаподводящего Норильско-Хараелахского разлома, приуроченное к Талнахскому интрузиву, и Таймырское (или Октябрьское) месторождение к западу от Норильско-Хараелахского разлома, приуроченное к Таймырскому (Хараелахскому) интрузиву [Туровцев, 2002]. Наиболее важные рудные тела связаны с интрузивом Таймырским (Хараелахским). В придонной части этого интрузива и в роговиках под ним размещены десятки сульфидных залежей. Мощность основной Хараелахской залежи сплошных сульфидных руд размером около 3×1 км, приуроченной к нижним эндо- и экзоконтактам интрузива, составляет от 10—15 до 45—50, изредка до 75 м (см. рис. 4). Между кровлей этой залежи и дном интрузива обычно интервал 3—10 м. В этом интервале роговики интенсивно импреньированы (инъецированы) сульфидными расплавами. Типично сочетание жил и залежей сульфидных руд сплошных и вкрапленных, прожилково-вкрапленных и импреньяционных (см. рис. 3). Вкрапленные и импреньяционные руды размещены в придонных габбро-долеритах, обогащенных оливином и хромшпинелидами, и в роговиках, подстилающих рудоносный интрузив. Отдельными, чаще небольшими участками вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды развиты по всему объему интрузива, в его верхнем и боковых экзоконтактах.

Нижние и периферийные части сульфидных залежей обычно слагают минералы группы пирротина, их постепенно сменяют пирротин и халькопирит и/или кубанит, далее кубанит с халькопиритом, далее халькопирит и/или недосыщенные серой минералы группы халькопирита — талнахит, моихукит и иные [Зонтов, 1958; Годлевский, 1960; Будько, Кулагов, 1966; Ершов, Попова, 1967; Кулагов, 1968; Додин и др., 1971; Митенков, 1972; Муравьева и др., 1972; Изюитко, 1974; Филимонова и др., 1974; Степанов, Туровцев, 1988; Дистлер и др., 1999; Лихачев, 2006]. Верхний эндоконтакт сульфидных тел нередко обогащен магнетитом — продуктом реакции сернистых флюидов с вмещающими породами. Тренд кристаллизационной дифференциации сульфидных расплавов обычный [Vogt, 1923], с истощением Fe и накоплением Cu: Mss1 ($T_{\text{крист.}} \sim 1100$ °С, состав, близкий к пирротину), Mss2, Iss1, Iss2, Iss3, Iss4, Iss5 ($T_{\text{крист.}} \sim 750$ °С, состав, близкий к халькопириту). Состав тех и других сульфидных твердых растворов близок к MeS. По образному выражению М.Н. Годлевского [1960], норильские руды — царство твердых растворов. В эволюционирующем сульфидном Ni-Cu-Fe расплаве предшествующие зарождения Mss или Iss нередко образуют вкрапленники в остаточном более медистом расплаве.

СОСТАВ ПЕРВИЧНЫХ СУЛЬФИДНЫХ РУД

Первичные руды сложены продуктами твердофазных превращений сульфидных твердых растворов Mss и Iss и магнетитом [Годлевский, 1959; Кулагов, 1968; Генкин и др., 1981]. Содержание Ni в сульфидных рудах обычно составляет 2—5 мас.%, Co — 3.5—5 % от содержания Ni. Средняя величина Ni/Co в рудах 27 (с вариациями от 20 до 33, в экзоконтактовых рудах иногда до 65). Основной минерал-концентратор и носитель Ni и Co — пентландит. Пентландит неметаморфизованных норильских руд содержит 1.0—3.3, в среднем 1.75 мас.% Co, в них средняя величина Ni/Co = 22. Содержание меди увеличивается от первых процентов в существенно пирротиновых рудах до 25 мас.% и более в рудах халькопиритовых, талнахитовых и моихукитовых. Типичные сульфидные руды содержат (г/т): 200—800 Zn, 10—800 Pb, 50—350 Se, <10 As, изредка до 50—90 As (относительно обогащен мышьяком пентландит), <5 Sb [Czarnanske et al., 1992]. Существенно-медистые руды обогащены Zn, Pb, Cd, Ag, Se [Суханова, 1965].

Существенно-пирротиновые руды содержат первые г/т Pd и Pt, десятые доли г/т Os, Ir и Ru, 1—15 г/т Rh. Существенно-медистые руды — халькопиритовые, талнахитовые, моихукитовые, поторанитовые — содержат первые десятки и до 100 г/т Pd и Pt, сотые доли г/т Os, Ir и Ru, до 0.1-г/т Rh. Обычно содержания родия в халькопирит-пирротиновых рудах в 5—10 раз больше, чем в пентландит-халькопиритовых [Кулагов и др., 1965]. Средняя величина Pd/Pt в рудах около 4, в существенно-пирротиновых рудах нередко их содержания примерно равны; в богатых медью рудах палладия часто больше в 7—12 раз. Содержания Ag примерно равны содержаниям Pd. Средняя величина Ag/Au в рудах около 20—35.

РУДЫ — ЭВТЕКТИЧЕСКИЕ СРАСТАНИЯ

Замечательная особенность месторождений Норильского рудного поля — наличие в залежах магматических сульфидных руд шпиров, гнезд и жил графических, эвтектических срастаний Iss и PbSss — продуктов кристаллизации легкоплавких (≈ 600 — 550 °С) сульфидных Ni-Fe-Cu-Pb расплавов. Контакты их тел четкие, но не резкие. Их, по крайней мере, два поколения (рис. 6). Длина таких жил по простиранию от первых сантиметров до первых метров, в исключительных случаях до 10—15 м; по падению от десятков сантиметров до нескольких метров. Мощность от 1 до 50 см, редко больше, чаще 3—15 см. Эти

Рис. 6. Два поколения эвтектических сростаний PbSss (светлые) и Iss (темно-серые).

Жила в верхней части Хараелахской сульфидной залежи.

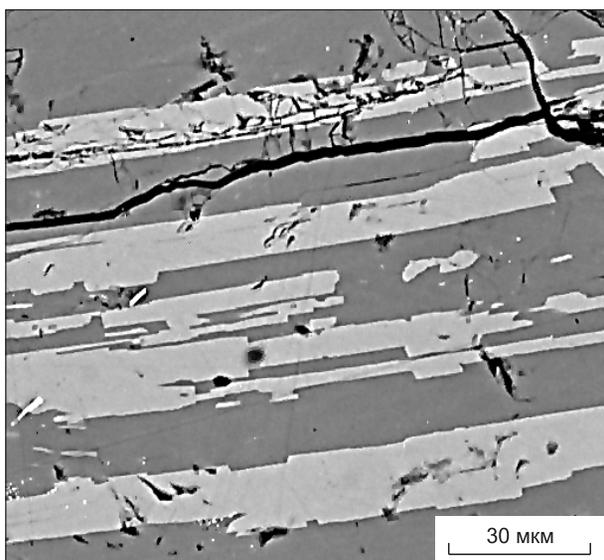
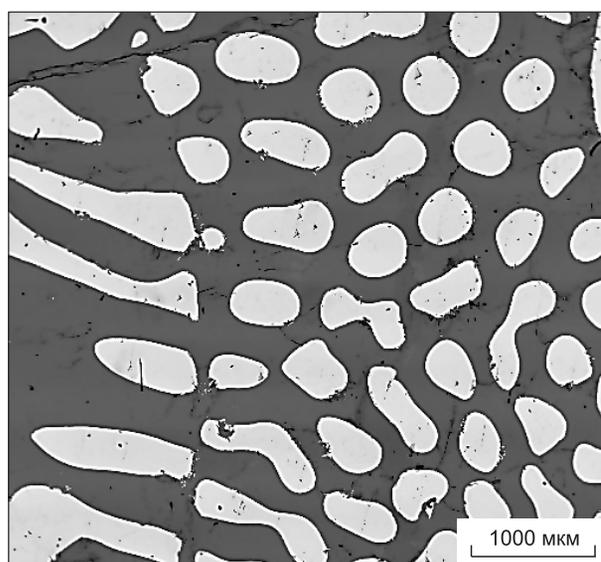
образования в небольшом количестве развиты по всему объему крупных сульфидных залежей, концентрируются у верхнего их зальбанда. Особенно много таких гнезд и жил у верхнего зальбанда в центральной части основной Хараелахской залежи. Наличие сульфидных расплавов, богатых свинцом, по-видимому, обусловлено тем, что рудоносные интрузивы обогащены калием.

Среди графических агрегатов нередко присутствуют вкрапленники Iss в виде тетраэдрических кристаллов, часто удлинённых; их длина до 4 см. Размер кристаллов Iss и PbSss в эвтектических сростаниях варьирует от долей миллиметров до 10—12 см, судя по спайности галенита. Используя распределение селена в сосуществующих халькопирите и галените эвтектических сростаний (геотермометр Бетке—Бартона 1971 г.), получена оценка температуры их формирования в 507 °С [Коваленкер и др., 1979]. При остывании Iss превратился в халькопирит (и/или талнахит, и/или моихукит, и/или пупоранит) ± кубанит ± пентландит. При остывании PbSss превратился в матрицу галенита с массой ламеллей алтаита PbTe. Судя по составу теллурсодержащего галенита и серосодержащего алтаита, распад PbSss происходит при температуре от 490—470 °С (наши оценки) до 420—415 °С [Коваленкер и др., 1979].

По нашим данным, руды, сложенные эвтектическими сростаниями Iss и PbSss, содержат от 25 до 3065 г/т Pd и от 6 до 6119 г/т Pt (табл. 2), в среднем содержат (г/т): 1204 Pd, 537 Pt, 3.8 Rh, 0.14 Ru, 1217 Ag, 16.7 Au, 2640 Te, 1271 Bi, 866 As, 598 Mn, 453 Sn, 412 Se, 101 Sb, 81 Tl ($n = 20$). Таким образом, описанные образования уникально богаты Pd, Pt, Au и Ag, а также Te и Bi, содержат значительные количества As, Sn, Se, Sb, Tl. В них соотношения Pd/Pt и Au/Ag заметно ниже, чем в богатых медистых рудах.

ТВЕРДОФАЗНЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Естественно, что после кристаллизации сульфидных расплавов всех типов при остывании сульфидных твердых растворов происходили разнообразные твердофазные превращения: 1) повсеместно — упорядочение, фазовые превращения (кубического Iss в тетрагональный халькопирит, ромбический кубанит и т.п.), распад твердых растворов с обособлением пентландита, кубанита и т.д.; 2) локально — частичная или полная перекристаллизация структур распада твердых растворов, двойников полиморфных превращений и т.п.; 3) локально — частичное перераспределение рудного вещества с образованием «сухих» прожилков пирротина или кубанита; 4) локально — твердофазные реакции между ранее образованными



минералами, например, реакция на контактах троилита (и пирротина) и халькопирита с образованием реакционного кубанита [Евстигнеева, Филимонова, 1991]. Размер пластин двойников полиморфных переходов и ламеллей распада коррелирован с масштабом сульфидных залежей: в сульфидных мини-отливках — микроскопический, в центре основной Хараелахской залежи — до 25 см (кубанит-халькопирит). В богатых серебром рудах пентландит содержит пластины распада аргентопентландита (рис. 7).

Рис. 7. Ламелли распада аргентопентландита в пентландите массивных сульфидных руд.

Рудник Маяк.

Таблица 2.

Содержания благородных металлов и селена (г/т) в рудлах — эвтектических сростаниях PbSs и Iss

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | Среднее | |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|---|
| Pd | 3065 | 24.85 | 869.1 | 322.3 | 24.43 | 1580 | 2278 | 934.9 | 293.9 | 684.9 | 210.4 | 1551 | 360.1 | 446.8 | 949.5 | 749.2 | 5296 | 2697 | 1586 | 1361 | 1204 | |
| Pt | 104.8 | 163.6 | 14.12 | 3104 | 25.06 | 25.60 | 472.4 | 402.4 | 6119 | 38.91 | 219.9 | 137.8 | 5.554 | 28.09 | 20.78 | 85.85 | 75.69 | 40.43 | 150.5 | 53.96 | 537.5 | |
| Rh | 2.315 | 3.301 | 1.803 | 5.226 | 5.397 | 3.315 | 3.865 | 5.250 | 3.438 | 4.781 | 3.994 | 3.925 | 4.145 | 4.447 | 3.765 | 4.361 | 3.787 | 4.304 | 3.793 | 3.570 | 3.753 | |
| Os | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Ru | — | — | — | 0.125 | 0.180 | 0.156 | 0.200 | 0.206 | 0.090 | 0.081 | 0.203 | 0.289 | 0.264 | 0.208 | 0.214 | 0.180 | 0.194 | 0.255 | 0.169 | 0.101 | 0.138 | |
| Ir | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Au | 15.07 | 0.109 | 4.749 | 0.106 | 0.206 | 18.63 | 35.35 | 1.693 | 5.521 | 10.47 | 7.368 | 36.24 | 9.718 | 7.625 | 1.786 | 6.710 | 88.03 | 13.24 | 20.80 | 66.35 | 16.71 | |
| Ag | 683.3 | 169.1 | 809.4 | 233.3 | 1847 | 4125 | 1019 | 826.9 | 532.7 | 1731 | 272.0 | 1789 | 506.2 | 773.8 | 1207 | 672.1 | 2985 | 1654 | 1698 | 2022 | 1217 | |
| Se | 432 | 170 | 568 | 186 | 84 | 628 | 712 | 215 | 169 | 816 | 261 | 379 | 259 | 387 | 339 | 305 | 824 | 794 | 352 | 764 | 412 | |
| Pd/Pt | 29 | 0.2 | 62 | 0.1 | 1 | 62 | 5 | 2 | 0.05 | 18 | 1 | 11 | 65 | 16 | 46 | 9 | 70 | 67 | 11 | 25 | 2.2 | |

Примечание. Прибор ICP-MS-DRC-e, анализы выполнены по методике Microwave digestion of platinum ores, MWS-3, DAP-60S, Berghof Products + Instruments, Germany, аналитик М.В. Гапеева (ИБВВ РАН, пос. Борок). Прочерк — ниже предела обнаружения. 1—20 — номер пробы.

ОРЕОЛЫ ФЛЮИДНОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ОКОЛО СУЛЬФИДНЫХ ТЕЛ

Сульфидные расплавы были весьма богаты летучими компонентами. Над каждой их каплей, около каждой мини-отливки, около каждой сульфидной залежи проявлены ореолы флюидного воздействия. Размер этих ореолов прямо коррелирован с размером сульфидных тел: около мини-отливок — до 4 мм, около капель до 12 мм, над основной Хараелахской залежью до 15 м и более. Ореолы флюидного воздействия слагают высокотитанистые (до 10—11 мас.% TiO_2) биотит и флогопит с заметным содержанием фтора и хлора, апатит (от фтористого до богатого хлором с 5—7 мас.% Cl), буро-зеленая роговая обманка — паргасит, ангидрит, щелочные хлорсодержащие сульфиды — джерфишерит и бартонит [Годлевский, 1959; Генкин и др., 1981; Barkov et al., 1997; Рябов и др., 2000; Спиридонов, Гриценко, 2009]. Количество новообразованного крупнопластинчатого биотита над основной Хараелахской сульфидной залежью в роговиках местами достигает 30—50 % их объема, в приконтактных габбро-долеритах — 20 %, бурой роговой обманки в роговиках и габбро-долеритах локально — до 10 % их объема. По данным ГРО рудника Комсомольский, над центральной частью основной Хараелахской залежи на расстоянии до 10—15 м от верхнего пологого контакта залежи любые типы оруденелых пород содержат в 1.5—2 раза больше платиноидов и золота, чем аналогичные образования, расположенные на этом же уровне в стороне. Очевидно, что это результат флюидного воздействия кристаллизующегося сульфидного расплава. Обилие калия привело к массовой кристаллизации биотита и флогопита, что обеспечило обезвоживание флюидов.

ПНЕВМАТОЛИТОВАЯ Ag-Au-Pt-Pd МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Несмотря на то, что изучению Ag-Au-Pt-Pd минерализации посвящены исследования [Искуль, 1940; Генкин, Звягинцев, 1962; Кулагов и др., 1965; Генкин, 1968; Кулагов, 1968; Евстигнеева и др., 1975; Бегизов, 1977; Генкин и др., 1981; Genkin, Evstigneeva, 1986; Евстигнеева, Генкин, 1990; Евстигнеева, Филимонова, 1991; Служеникин и др., 1994, 2007; Митенков и др., 1997; Дистлер и др., 1999; Barkov et al., 2000; Служеникин, Мохов, 2002, 2008; Спиридонов и др., 2004, 2010; Naldrett, 2004; Spiridonov, 2004], мы только начинаем понимать реальную, весьма непростую картину формирования минералов благородных металлов норильских руд. Основная масса Pd, Pt, Au, Ag в них представлена собственными минералами, меньшая их часть рассеяна в сульфидах (Pd и Ag в пентландите и т.п.). Минералы элементов группы платины и золота примерно однотипны во всех типах руд — от пирротиновых до кубанитовых, халькопиритовых, талнахитовых, моихукитовых, заметно меняются лишь содержания и количественные соотношения минералов благородных металлов [Митенков и др., 1997].

Ареалы развития PGM и минералов Au-Ag несколько шире контуров сульфидных залежей и совпадают с ареалами флюидного воздействия около сульфидных залежей. Наши наблюдения показали, что вся масса PGM и

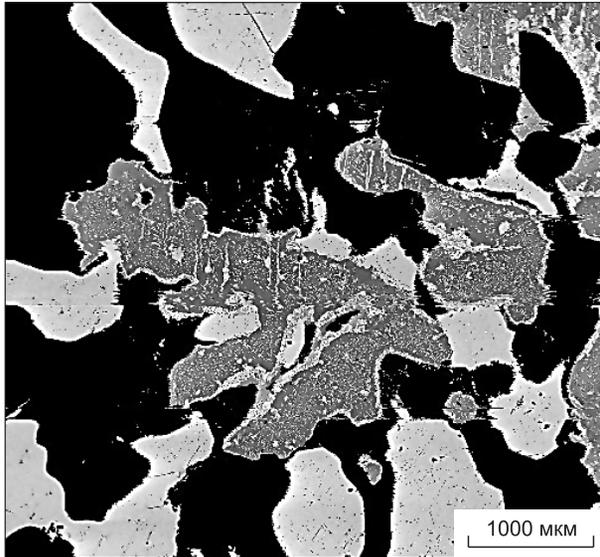


Рис. 8. Метасомы PGM в рудах — эвтектических сростаниях PbSs (светлые) и Iss (черные).

Рудник Октябрьский.

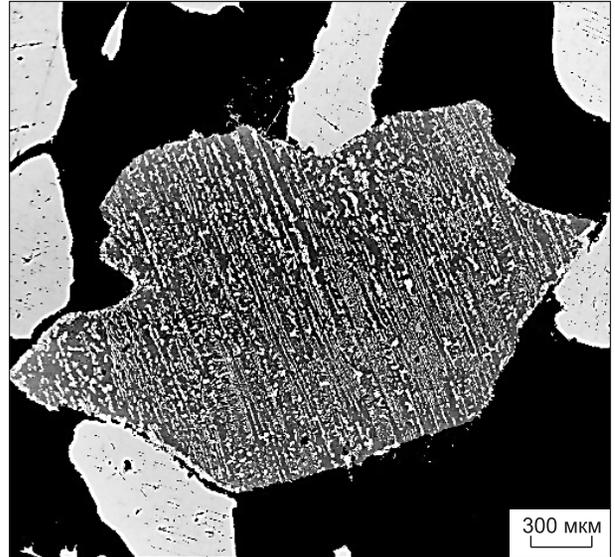


Рис. 9. Метакристалл PGM (эквиатомный интерметаллид Pd-Pt и Sn-Sb-Bi) в рудах — эвтектических сростаниях PbSs (светлые) и Iss (черные).

Рудник Таймырский.

минералов Au-Ag норильских руд образована путем замещения магматических сульфидов и минералов прилегающих пород (рис. 8—10). PGM всех типов замещали структуры распада галенит-алтаит, при этом галенит очищался от телец алтаита. С метасомами PGM ассоциируют метасомы алтаита размером до 7 см. В экзоконтактах сульфидных тел в силикатной матрице роговиков вне сульфидов установлены метакристаллы тетраферроплатины, атокита (см. рис. 10), рустенбургита, майчнерита, сперрилита (до 8 мм в гнездах паргасита в роговиках в 5 м над Хараелахской сульфидной залежью), электрума, маякита, полярита, паоловита, котульскита; их размер обусловлен масштабом тел сульфидов. Биотит и паргасит в контакте с PGM не изменены.

Итак, генезис PGM и минералов Au-Ag — пневматолитовый [Spiridonov, 2004; Спиридонов, Гриценко, 2009]. При их формировании Pd, Pt, Au, Ag, Sn, Te, As, Sb, Bi привнесены флюидами, возникшими при кристаллизации сульфидных расплавов; Cu, Pb, Fe, Ni заимствованы из сульфидов рудных тел (так, маякит PdNiAs и меньшиковит Pd₃Ni₂As₃ заместили пентландит). Пневматолитовые минералы Pd и Pt представлены интерметаллидами. Это станиды, висмутиды, плюмбиды, куприды и близкие теллуриды, арсениды, антимониды. С ними ассоциируют минералы Au-Cu и Au-Ag. Распределены минералы благородных металлов крайне неравномерно. Максимальное их количество приурочено к эвтектическим рудам и развито в экзоконтактах жил таких руд. При этом в одних участках руд развиты станиды Pd и Pt, в других — арсениды Pd и Pt, в третьих — плюмбиды или антимониды или теллуриды Pd и Pt. Наиболее характерны полиминеральные сростания PGM. Их размер достигает многих сантиметров.

Ранние пневматолитовые PGM. Это твердые растворы с широкими замещениями Pt-Pd-Au и Sn-Sb-Bi-Pb-Te-As. Платинистый атокит содержит до 7 мас.% Au (табл. 3, № 1), выделения минерала часто зональны — их центральные зоны обогащены платиной до Pd_{1,6}Pt_{1,3}, краевые зоны обогащены палладием до Pd_{2,5}Pt_{0,5} (см. табл. 3, № 2—8). Для

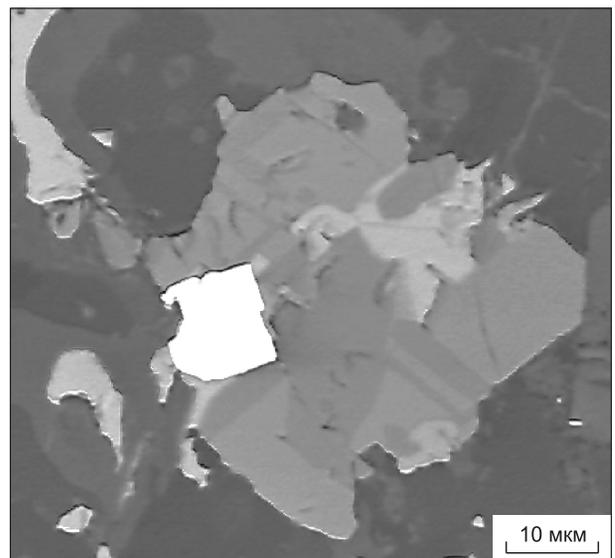


Рис. 10. Метакристалл Au-Pt-атокита (белый) в титаномагнетите ороговикованных базальтов.

Рудник Медвежий Ручей.

Таблица 3.

Химический состав (мас.%) Au-Pt атокита зональных кристаллов, Норильский рудный узел

| Компонент | 1 | 2 центр | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 край |
|--|--------|------------|-------|-------|--------|-------|-------|-----------|
| Pd | 39.14 | 31.00 | 33.40 | 36.71 | 40.65 | 45.57 | 49.09 | 52.29 |
| Pt | 31.65 | 46.70 | 41.94 | 37.44 | 34.85 | 29.00 | 24.43 | 18.17 |
| Rh | 0.00 | 0.18 | 0.07 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 |
| Au | 7.70 | 0.43 | 0.69 | 1.64 | 2.20 | 1.08 | 0.92 | 0.91 |
| Cu | 0.04 | 0.50 | 0.62 | 0.86 | 0.50 | 0.49 | 0.16 | 0.93 |
| Ni | 0.00 | 0.12 | 0.13 | 0.05 | 0.06 | 0.09 | 0.02 | 0.14 |
| Fe | 0.09 | 0.00 | 0.39 | 0.02 | 0.04 | 0.09 | 0.06 | 0.07 |
| Sn | 8.41 | 21.33 | 21.35 | 21.49 | 22.18 | 22.92 | 22.71 | 22.36 |
| Pb | 0.09 | 0.08 | 0.07 | 0.36 | 0.19 | 0.10 | 0.18 | 2.94 |
| Bi | 2.60 | 0.10 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.11 | 0.49 |
| Sb | 6.26 | 0.07 | 0.34 | 0.26 | 0.64 | 0.43 | 0.58 | 0.00 |
| As | 3.55 | 0.00 | 0.13 | 0.13 | 0.15 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Te | 0.59 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.12 | 0.00 |
| Сумма | 100.12 | 100.51 | 99.17 | 98.99 | 101.46 | 99.77 | 98.38 | 99.47 |
| Формульные единицы в расчете на 4 атома | | | | | | | | |
| Pt | 0.86 | 1.32 | 1.17 | 1.03 | 0.92 | 0.75 | 0.63 | 0.455 |
| Pd | 1.94 | 1.61 | 1.71 | 1.85 | 1.97 | 2.17 | 2.33 | 2.44 |
| Rh | — | 0.01 | — | — | — | — | — | — |
| Au | 0.21 | 0.01 | 0.02 | 0.045 | 0.06 | 0.03 | 0.02 | 0.02 |
| Cu | — | 0.04 | 0.05 | 0.07 | 0.04 | 0.04 | 0.01 | 0.07 |
| Ni | — | 0.01 | 0.01 | 0.005 | 0.005 | 0.005 | — | 0.01 |
| Fe | 0.01 | — | 0.04 | — | — | 0.005 | 0.01 | 0.01 |
| Сумма | 3.02 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 2.995 | 3.00 | 3.00 | 3.005 |
| Sn | 0.37 | 0.99 | 0.98 | 0.97 | 0.965 | 0.98 | 0.965 | 0.915 |
| Pb | — | — | — | 0.01 | 0.005 | — | 0.005 | 0.07 |
| Bi | 0.065 | 0.005 | — | — | — | — | — | 0.01 |
| Sb | 0.27 | 0.005 | 0.01 | 0.01 | 0.025 | 0.02 | 0.025 | — |
| As | 0.25 | — | 0.01 | 0.01 | 0.01 | — | — | — |
| Te | 0.02 | — | — | — | — | — | 0.005 | — |
| Сумма | 0.98 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.005 | 0.995 | 0.99 | 1.005 |

Примечание. Электронный микронзонд Camebax, аналитик И.М. Куликова. Ag — не обнаружен.

ранних PGM характерны структуры распада твердых растворов. Распространены сростания Au-тетраферроплатины Pt₂Fe(Fe_{Ni,Cu}) с ламеллями Au-Pt-Pb-атокита Pd₃Sn и Au-Pt-Pb-атокита с ламеллями тетраферроплатины, а также метакристаллы PGM, образованные ансамблями структур распада твердых растворов с валовым составом ~(Pd,Pt)(Sn,Sb,Bi,Te) (см. рис. 9).

Пневматолитовые PGM средней стадии — продукты трансформации ранних PGM и новообразованные, нередко с существенным привнесом Те. Широко развиты продукты твердофазных превращений и собирательной перекристаллизации ранних PGM (рис. 11). Среди продуктов распада эквивалентных твердых растворов преобладают паоловит Pd₂Sn и Sb-паоловит с массой ламеллей теллуристых геверсита PtSb₂ — инсизвайта PtBi₂ и микровростков нигглиита PtSn, а также золотосодержащий паоловит с 5 мас.% Au. Из новообразованных характерны обильные алтаит и мончеит Pt(Те,Ві)₂, зональные кристаллы масловита PtBiTe—Те-Ві-геверсита—Те-Sb-инсизвайта (рис. 12) и рустенбургита Pt₃Sn — атокита, тетраферроплатина без структур распада, звягинцевит Pd₃Pb, станнопалладинит Pd₅CuSn₂, минералы Au-Cu. Минералы группы медистого золота содержат заметные количества палладия (до 8 мас. %) и платины (до 12 мас.%), их состав в Норильском и Талнахском рудных узлах близок, наиболее распространен тетраурикуприд AuCu (табл. 4). Низкотеллуристые парагенезы: 1) маякит, полярит Pd₂PbBi-Pd₂Pb₂, станнопалладинит, плюмбопалладинит Pd₃Pb₂, тетраферроплатина, Pt-Pd-тетраурикуприд; 2) паоловит

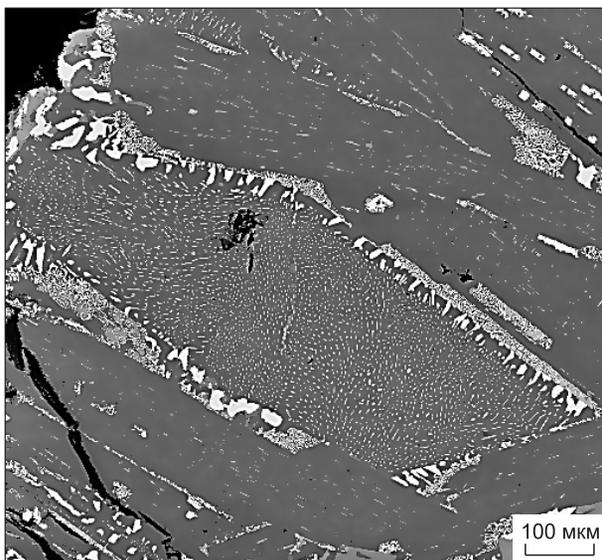


Рис. 11. Продукты твердофазных превращений эквиатомного интерметаллида Pd-Pt и Sn-Sb-Bi.

Пластинки двойников полиморфного перехода; в каждой пластине свой рисунок структур распада твердого раствора; матрица — Sb-паоловит (серый), ламелли — Sb-инсизваит и Vi-геверсит (светлые). Черное — халькопирит. Рудник Октябрьский.

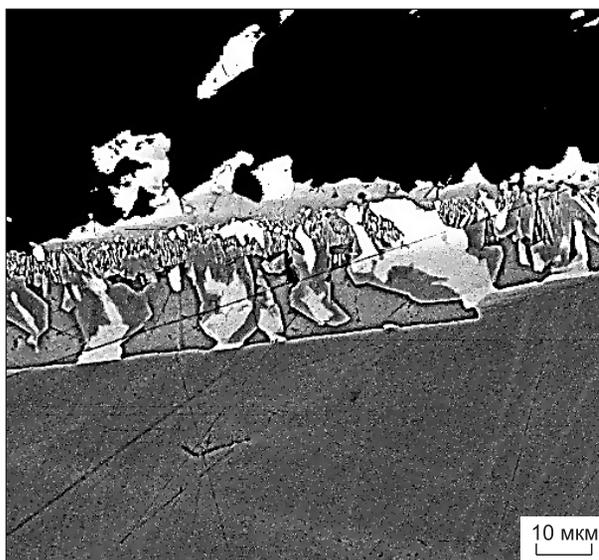


Рис. 12. Край крупной пластины мончeita (серый).

На нее выросли алтаит (светло-серый) и зональные инсизваит (белый) — геверсит — масловит, черное — моихукит. Рудник Октябрьский.

Pd₂Sn, Sb-паоловит, стибнопалладинит Pd₅Sb₂, Vi-геверсит и Sb-инсизваит. Поздние образования средней стадии — таймырит (Pd,Pt)₉Cu₃Sn₄ и татьянаит (Pt,Pd)₉Cu₃Sn₄, слагающие частичные и полные псевдоморфозы по рустенбургиту — атокиту и каймы замещения на паоловите.

Поздние пневматолитовые PGM постоянно ассоциируют с алтаитом, гесситом и минералами Au-Ag. Характерные структуры распада PGM состоят из матрицы садбериита и ламеллей инсизваита и паоловита (рис. 13). Типичные парагенезы поздних PGM: Те-соболевскит PdBi + алтаит + масловит + гессит, Те-соболевскит + алтаит + геверсит (не содержит Bi) + инсизваит (не содержит Sb). Широко распространены фрудит PdBi₂, состав которого близок к теоретическому (табл. 5), и кабриит Pd₂CuSn. В массе фрудита развиты тонкозональные кристаллы Sb-масловита — майчнерита PdBiTe, нередок котульскит PdTe. С поздними PGM постоянно ассоциируют Ag золото, электрум, кюстелит, Au серебро; Pt и Pd в них не обнаружены.

Минералы Au-Ag слагают обособленные метасомы в сульфидной массе (рис. 14), вростки и секущие прожилки в PGM ранней и средней стадий (рис. 15). Незональные золото, электрум и кюстелит развиты внутри агрегатов PGM. Зональные выделения минералов Au-Ag образуют каймы вокруг агрегатов PGM. Проявлены несколько типов зональности золотин — прямая с плавным снижением содержания Au от центра к краям (рис. 16), обратная, плавная осцилляционная (рис. 17), сложная и весьма сложная. Распространены золотины с несколькими центрами кристаллизации. Зональные выделения минералов Au-Ag часто ассоциируют с фрудитом, в Au—Ag минералах отсутствуют Pt и Pd. Пробность минералов ряда Au-Ag непрерывно варьирует от 870 до 0 %, преобладают серебристый электрум и золотистый кюстелит (рис. 18). Относи-

Рис. 13. Структуры распада PGM.

Матрица — Vi-садбериит, ламелли — инсизваит (светло-серый) и паоловит (черный). Рудник Таймырский.

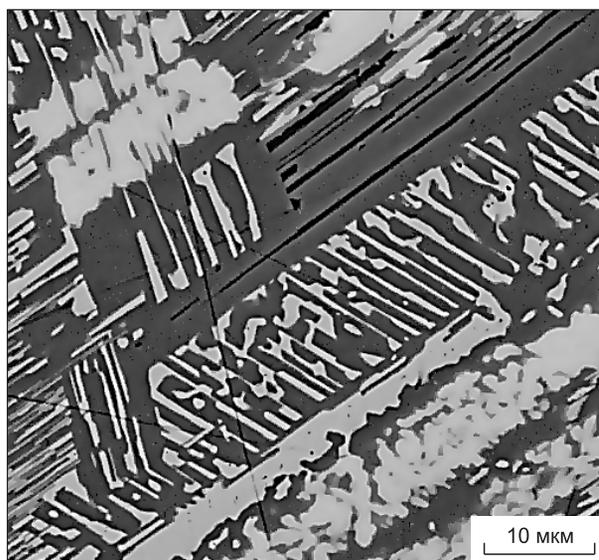


Таблица 4. Химический состав (мас.%) Pt- и Pd-содержащего тетрааурикуприда сульфидных руд Норильского и Талнахского рудных узлов

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Au | 61.93 | 63.65 | 60.55 | 61.49 | 64.00 | 64.30 | 65.13 | 64.27 | 63.28 | 64.64 |
| Ag | 0.31 | 0.46 | 0.88 | 0.97 | 0.97 | 0.67 | 1.74 | 0.94 | 0.00 | 0.00 |
| Pt | 12.45 | 8.78 | 8.01 | 7.09 | 6.75 | 5.82 | 4.53 | 3.17 | 2.45 | 0.45 |
| Pd | 1.31 | 2.01 | 4.89 | 4.34 | 2.68 | 3.59 | 2.71 | 4.96 | 7.38 | 7.78 |
| Cu | 25.02 | 25.09 | 25.08 | 24.80 | 25.04 | 25.57 | 25.47 | 25.81 | 25.69 | 25.62 |
| Ni | 0.00 | 0.00 | 0.18 | 0.01 | 0.01 | 0.09 | 0.00 | 0.05 | 0.00 | 0.00 |
| Fe | 0.00 | 0.00 | 0.32 | 0.00 | 0.04 | 0.08 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |

Примечание. Электронный микрозонд Camebax, аналитик И.М. Куликова. № 4, 6, 8—10 — рудник Заполярный, № 1—3, 5, 7 — рудник Маяк.

Таблица 5. Химический состав (мас.%) фрудита сульфидных руд Талнахского рудного узла

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-----------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|
| Pd | 19.66 | 19.56 | 19.56 | 19.41 | 19.91 | 18.91 |
| Pt | 0.00 | 0.15 | 0.44 | 0.86 | 0.93 | 1.43 |
| Rh | 0.01 | 0.11 | 0.05 | 0.05 | 0.03 | 0.00 |
| Cu | 0.07 | 0.00 | 0.04 | 0.03 | 0.00 | 0.00 |
| Ni | 0.01 | 0.00 | 0.05 | 0.00 | 0.01 | 0.03 |
| Fe | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.10 | 0.00 | 0.07 |
| Bi | 78.43 | 78.62 | 78.54 | 78.86 | 79.54 | 78.97 |
| Pb | 0.00 | 0.38 | 0.17 | 0.84 | 0.20 | 0.46 |
| Te | 0.13 | 0.21 | 0.00 | 0.10 | 0.17 | 0.09 |
| Sn | 0.12 | 0.19 | 0.12 | 0.06 | 0.03 | 0.13 |
| Сумма | 98.45 | 99.22 | 98.97 | 100.30 | 100.82 | 100.09 |

Формульные единицы в расчете на 3 атома

| | | | | | | |
|-------|-------|------|-------|------|------|------|
| Pd | 0.985 | 0.97 | 0.975 | 0.96 | 0.97 | 0.94 |
| Pt | — | — | 0.01 | 0.03 | 0.03 | 0.04 |
| Rh | — | 0.01 | 0.005 | — | — | — |
| Cu | 0.01 | — | — | — | — | — |
| Ni | — | — | 0.005 | — | — | — |
| Fe | — | — | — | 0.01 | — | 0.01 |
| Сумма | 0.995 | 0.98 | 0.995 | 1.00 | 1.00 | 0.99 |
| Bi | 1.995 | 1.99 | 1.975 | 1.98 | 1.98 | 1.99 |
| Pb | — | 0.01 | 0.005 | 0.02 | 0.01 | 0.01 |
| Te | 0.005 | 0.01 | — | — | 0.01 | — |
| Sn | 0.005 | 0.01 | 0.005 | — | — | 0.01 |
| Сумма | 2.005 | 2.02 | 2.005 | 2.00 | 2.00 | 2.01 |

Примечание. Электронный микрозонд Camebax, аналитик И.М. Куликова. Au, Sb, As — не обнаружены.

тельно высокопробное золото часто развито в тех участках, где обилён теллурид серебра — гессит. Поэтому можно полагать, что сложная зональность минералов Au-Ag в значительной мере обусловлена вариациями активности теллура во флюидах.

В большинстве типов норильских сульфидных руд широко развиты структуры распада твердых растворов: пирротин—пентландит, халькопирит—кубанит, талнахит—кубанит, галенит—алтаит, тетраферроплатина—атокит, паоловит—инсизваит—геверсит, таймырит—татьянаит. Во всех изученных золотинах норильских руд проявлена плавная зональность состава. При увеличениях до 35 000 раз структуры распада в золотинах, в том числе очень богатых серебром, не наблюдались. Эти природные наблюдения

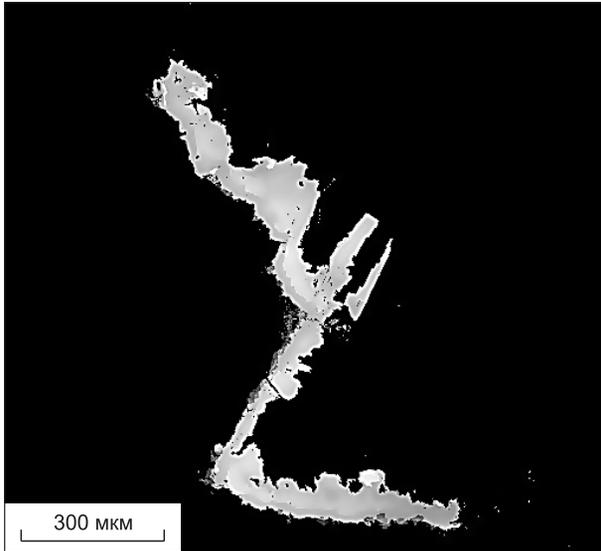


Рис. 14. Метасома минералов Au-Ag в кубанит-халькопиритовом агрегате (черный).

Рудник Заполярный.

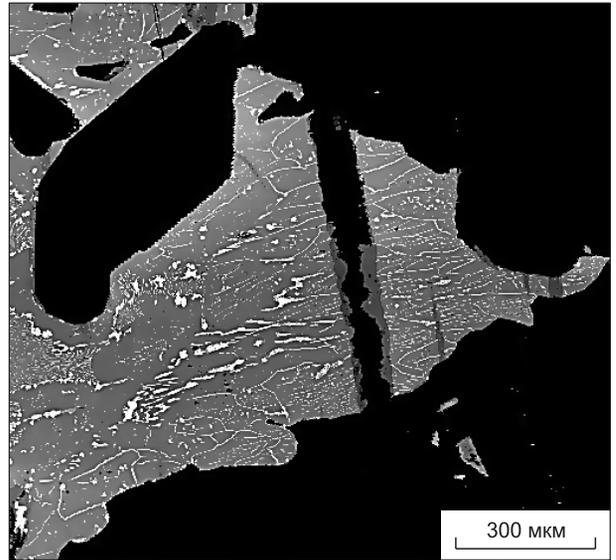


Рис. 15. Пржилки электрума по спайности Sb-паоловита, содержащего структуры распада нигглинта и геверсита (светлые).

Рудник Октябрьский.

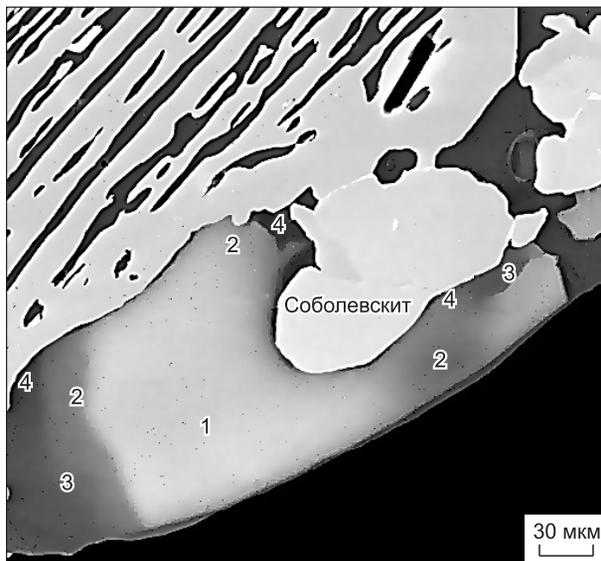


Рис. 16. Золотина с плавной прямой зональностью на контакте агрегата Те-соболевскита, пластин гессита, масловита (белый) и талнахита (черный).

Золотину слагают серебристое золото (пробность 720—706 ‰) (1), электрум (676—318 ‰) (2), кюстелит (286—105 ‰) (3), золотосодержащее серебро (99—17 ‰) (4). Рудник Октябрьский.

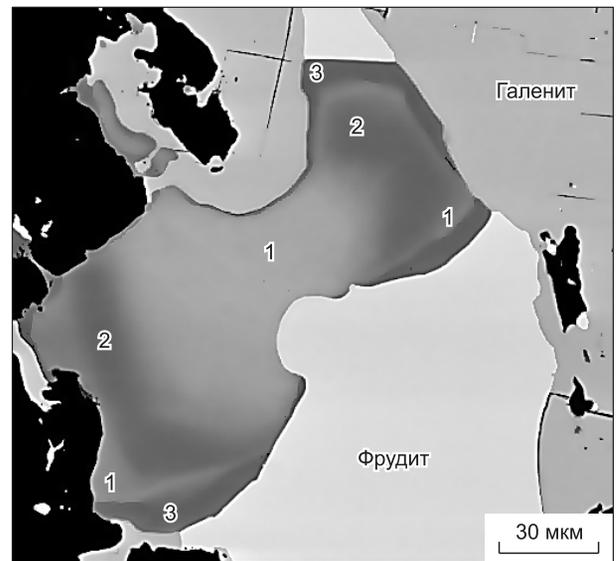


Рис. 17. Золотина с плавной осцилляционной зональностью и фрудит (см. табл. 5, № 5) на контакте галенита и кубанит-халькопиритового агрегата (черные).

Золотину слагают электрум пробность (471—318 ‰) (1), кюстелит (298—106 ‰) (2) и золотосодержащее серебро, (97—4 ‰) (3). Рудник Октябрьский.

Таблица 6. Химический состав (мас.%) сперрилита сульфидных руд Талнахского рудного узла

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|-----------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|
| Pt | 56.21 | 54.96 | 55.38 | 55.42 | 54.37 | 56.15 | 53.25 | 54.84 |
| Pd | 0.05 | 0.05 | 0.06 | 0.03 | 0.03 | 0.00 | 0.01 | 0.03 |
| Rh | 0.16 | 0.09 | 0.23 | 0.17 | 0.07 | 0.05 | 0.05 | 0.37 |
| Au | 0.20 | 0.16 | Следы | 0.31 | Следы | Следы | Следы | 0.00 |
| Cu | 0.13 | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.02 | 0.05 | 0.02 | 0.02 |
| As | 43.06 | 42.09 | 41.36 | 41.02 | 38.45 | 38.18 | 35.90 | 35.34 |
| Sb | 0.32 | 0.68 | 1.54 | 2.59 | 4.53 | 4.98 | 6.15 | 9.11 |
| Bi | 0.04 | 0.12 | — | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.22 |
| Sn | 0.10 | 0.14 | 0.14 | 0.57 | 1.45 | 1.78 | 1.99 | 0.88 |
| Te | 0.04 | 0.27 | 0.05 | 0.18 | 0.17 | 0.14 | 0.09 | 0.69 |
| Сумма | 100.31 | 98.57 | 98.76 | 100.32 | 99.13 | 101.37 | 97.49 | 101.50 |

Формульные единицы в расчете на 3 атома

| | | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|
| Pt | 0.99 | 0.99 | 1.00 | 0.99 | 0.99 | 1.01 | 1.00 | 1.00 |
| Rh | 0.005 | 0.005 | 0.01 | 0.005 | 0.005 | — | — | 0.01 |
| Au | 0.005 | 0.005 | — | 0.005 | — | — | — | — |
| Cu | 0.005 | — | — | — | — | — | — | — |
| Сумма | 1.005 | 1.00 | 1.01 | 1.00 | 0.995 | 1.01 | 1.00 | 1.01 |
| As | 1.98 | 1.97 | 1.94 | 1.905 | 1.825 | 1.79 | 1.75 | 1.67 |
| Sb | 0.01 | 0.02 | 0.045 | 0.075 | 0.135 | 0.14 | 0.18 | 0.27 |
| Sn | 0.005 | 0.005 | 0.005 | 0.015 | 0.04 | 0.06 | 0.07 | 0.03 |
| Te | — | 0.005 | — | 0.005 | 0.005 | — | — | 0.02 |
| Сумма | 1.995 | 2.00 | 1.99 | 2.00 | 2.005 | 1.99 | 2.00 | 1.99 |

Примечание. Электронный микронзонд Camebax, аналитик И.М. Куликова. Pb не обнаружен. В анализах № 5—7, кроме того, 0.03 мас.% Se.

находятся в согласии с экспериментальными данными. По данным [Dowdell et al., 1943; White et al., 1957], в синтетических фазах ряда Au—Ag структуры распада отсутствуют.

Наиболее поздние пневматолитовые PGM представляет сперрилит PtAs₂. Границы его метакристаллов, размер которых от микрона до 9 см, секут все более ранние PGM и минералы Au—Ag (рис. 19). Размер сростаний кристаллов сперрилита до 35 см, агрегатов — до 150 см. Состав сперрилита крупных кристаллов близок к теоретическому, характерны микропримеси Rh и Sn. Сперрилит, заместивший геверсит PtSb₂, содержит до 9 мас.% Sb (табл. 6).

Условия образования пневматолитовых PGM норильских руд. Верхний предел температуры равен 490 °С (*T* распада PbSss). Существуют две стадии формирования: 1) при кристаллизации сульфидных расплавов захват благородных металлов в сульфидные твердые растворы; 2) флюидная переработка PGE-содержащих Mss, Iss, PbSss и кристаллизация PGM и минералов Au—Ag в резко восстановительных условиях при *T* ≈ 450—350 °С, при крайне низкой фугитивности сульфидной серы. Судя по ассоциации многих PGM с тетрааурикупримом, температура их образования ниже 390—385 °С — это верхний предел устойчивости тетрааурикуприда [Okamoto et al., 1987]. Возможно, что транспорт благородных металлов происходил в форме карбониллов, весьма устойчивых при повышенных температурах [Белозерский, 1958].

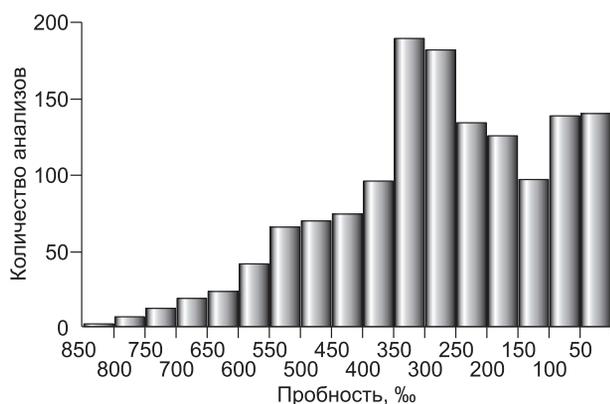
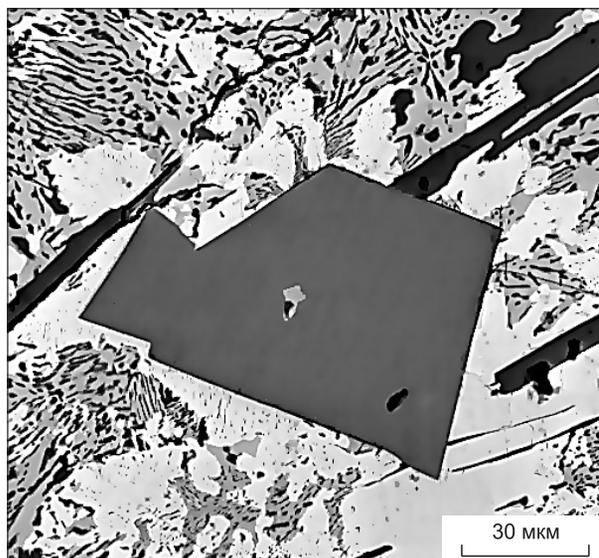


Рис. 18. Пробность минералов ряда золото—серебро норильских сульфидных руд (*n* = 1425).

Рис. 19. Метакристалл сперрилита (темно-серый) (см. табл. 6, № 4) в агрегате инсизваита (светло-серый), геверсита (серый) и пластин паоловита (черный). Рудник Октябрьский.



ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СВИНЦА

Судя по изотопии свинца, все образования трапповой формации Норильского региона имели единый мантийный источник. Изотопный состав Pb рудоносных интрузивов и магматических сульфидных руд Норильского и Талнахского рудных узлов в значительной степени различается — в Талнахском Pb заметно более радиогенный [Голубев и др., 2009]. Установлен очень узкий диапазон вариаций изотопного состава свинца магматического галенитового твердого раствора и пневматолитовых галенита и алтаита Талнаха (табл. 7, рис. 20). Практически таков же изотопный состав свинца в плюмбидах палладия Талнаха — плюмбопалладините и полярите. Изотопный состав свинца плюмбида палладия Норильска — звягинцевита и Pb -атокита существенно отличен от талнахского и находится в поле состава свинца норильских руд [Спиридонов и др., 2010]. Это свидетельствует о генетических связях сульфидных руд с конкретными интрузивами, о различных мантийных источниках для Норильского и Талнахского рудных узлов, о более высокой степени контаминации мантийных магм для Талнахского рудного узла, чем, возможно, и обусловлен его гигантский масштаб.

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКАЯ МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Часть Восточно-Сибирской платформы, покрытая 4-километровой толщей платобазальтов и насыщенная интрузивами трапповой формации, испытала послетрапповое погружение. Трапповая формация и подтрапповые толщи были захвачены эпигенетичным метаморфизмом погружения в условиях цеолитовой, затем пренит-пумпеллиитовой, далее цеолитовой фаций. Rb/Sr возрасты метаморфизма составляют 232 млн лет (первая дата), 122 млн лет (последняя), максимальные параметры процессов метаморфизма — 1.8—2.5 кбар и 310—330 °C [Спиридонов и др., 2000]. Среди траппов вне Норильского рудного поля множество проявлений медно-цеолитовой формации, агатов, диатомита, исландского шпата. В Норильском рудном поле развиты метаморфогенно-гидротермальные жилы и гнезда ангидрита, кальцита (исландского шпата), доломита, пренита, ксонотлита, пектолита, датолита, апофиллита и цеолитов, которые содержат магнетит, пирротин, халькопирит, пирит, валлериит, миллерит, гематит, борнит, халькозин,

Таблица 7. Изотопный состав свинца в минералах свинца первичных сульфидных руд Норильского рудного поля

| Минералы, рудный узел | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{206}Pb$ | $^{207}Pb/^{206}Pb$ |
|--|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| Магматическая стадия | | | | | |
| PbSss, Талнахский | 18.172 | 15.531 | 37.877 | 2.0843 | 0.85463 |
| » | 18.172 | 15.532 | 37.880 | 2.0845 | 0.85469 |
| Пневматолитовая стадия | | | | | |
| Галенит, Талнахский | 18.169 | 15.529 | 37.870 | 2.0844 | 0.85469 |
| » | 18.171 | 15.530 | 37.873 | 2.0843 | 0.85467 |
| Алтаит, Талнахский | 18.170 | 15.530 | 37.878 | 2.0843 | 0.85466 |
| » | 18.172 | 15.531 | 37.878 | 2.0844 | 0.85467 |
| Плюмбопалладинит и полярит, Талнахский | 18.171 | 15.536 | 37.888 | 2.0850 | 0.85494 |
| Звягинцевит и атоцит, Норильский | 17.984 | 15.512 | 37.789 | 2.1013 | 0.86254 |

Примечание. MC-ICP-MS Neptune, ThermoFinnigan, Germany, аналитик В.Н. Голубев (ИГЕМ РАН, г. Москва).

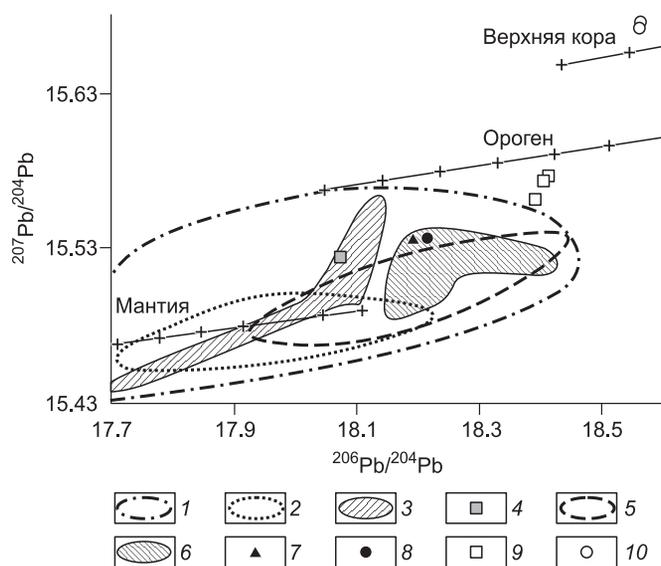


Рис. 20. Изотопные отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ образований трапповой формации Норильского района.

Линии эволюции изотопного состава свинца в различных резервуарах, по [Дюу, Зартман, 1983]. 1 — базальты трапповой формации, по [Lightfoot et al., 1993; Czamanske et al., 1994]; 2 — габбро-долериты интрузива Норильск-1, по [Czamanske et al., 1994]; 3 — магматические сульфидные руды Норильского месторождения, по [Wooden et al., 1992]; 4 — интерметаллиды палладия Норильского месторождения, по [Спиридонов и др., 2010]; 5 — габбро-долериты Талнахского и Хараелахского интрузивов, по [Czamanske et al., 1994]; 6—8 — Талнахское месторождение: 6 — сульфидные руды, по [Wooden et al., 1992], 7 — галенит и алтаит магматических сульфидных руд, 8 — интерметаллиды палладия; 9 — галенит метаморфогенно-гидротермальных арсенидно-карбонатных жил; 10 — галенит арсенидно-карбонатных жил в ассоциации с уранинитом. 7—10 — данные, по [Спиридонов и др., 2010].

хизлевудит, вюртцит, сфалерит, галенит, арсениды и антимониды Ni-Co-Fe, самородные мышьяк, висмут и серебро, сульфиды и селениды Ag, Bi, Ni, Pb, Mn, Cd, уранинит и др. [Спиридонов, Гриценко, 2009]. Мощность жил от n мм до 3 м. Среди регенерированных образований — самородное серебро ($\text{Au} < 0.01$ мас.%), нередко с 1—10 мас.% Hg, аргентопентландит, твердый раствор халькопирит—ленаит AgFeS_2 ; реже акантит, ялпаит, штрмейерит, аргентопирит. В метаморфизованных рудах немало регенеративных PGM. Это высокоцит, Ag-паоловит, Pd-брейтгауптит, палладий, платина [Спиридонов, 2004]. Высоцит развит только в метаморфизованных рудах, его парагенез: Fe-хлорит, пренит, ильваит, миллерит, пумпеллит, галенит, бабингтонит, касситерит, Sn-гидрогроссуляр.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несомненно, что исходный глубинный источник всех рудно-магматических систем Норильского рудного поля — единый мантийный. Столь же несомненно, что промежуточные глубокозалегающие магматические очаги для Норильского и Талнахского рудных узлов были различными. Для реализации Pt-Pd потенциала гипербазит-базитовых магм необходимо, чтобы произошли процессы их контаминации коровым материалом.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 10-05-00674).

ЛИТЕРАТУРА

- Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. Геохимия серы в процессах эволюции магм. М., Наука, 1982, 146 с.
- Бегизов В.Д. Минералы благородных металлов в рудах Талнахского месторождения: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. М., МГРИ, 1977, 197 с.
- Белозерский Н.А. Карбонилы металлов. М., Металлургия, 1958, 272 с.
- Будько И.А., Кулагов Э.А. Троилит в жильных рудах Норильска и Талнаха // Докл. АН СССР, 1966, т. 169, с. 428—429.
- Васильев Ю.Р. Петрология и черты строения сложно дифференцированной трапповой интрузии Норильск II // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1966, с. 5—112.
- Генкин А.Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М., Наука, 1968, 106 с.
- Генкин А.Д., Звягинцев О.Е. Высоцит — новый сульфид палладия и никеля // Зап. ВМО, 1962, ч. 91, вып. 6, с. 718—725.
- Генкин А.Д., Дистлер В.В., Филимонова А.А., Евстигнеева Т.Л., Коваленкер В.А., Вьяльсов Л.Н., Лапутина И.П., Смирнов А.В., Гроховская Т.Л. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М., Наука, 1981, 234 с.
- Геология Сибирской платформы / Под ред. И.И. Краснова, М.Л. Лурье, В.Л. Масайтиса. М., Недра, 1966, 447 с.
- Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959, 89 с.

Годлевский М.Н. Кристаллизационная дифференциация сульфидного расплава на примере Норильских медно-никелевых месторождений // Материалы о геологии и полезных ископаемых Сибирской платформы. Л., ВСЕГЕИ, 1960, с. 95—101.

Годлевский М.Н. Магматические месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1968, с. 7—83.

Годлевский М.Н., Гриненко Л.Н. Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов Норильского месторождения // Геохимия, 1963, с. 35—40.

Годлевский М.Н., Кравцов Г.С., Сливко В.М. Вопросы теплообмена интрузива и вмещающих пород и контактовый термометаморфизм углей вблизи трапповых интрузивов // Геология и геофизика, 1962 (2), с. 6—24.

Голубев В.Н., Гриценко Ю.Д., Спиридонов Э.М. Новые данные по изотопии свинца Норильского рудного поля // Докл. РАН, 2009, т. 426, № 6, с. 806—809.

Горбачев Н.С., Гриненко Л.Н. Изотопный состав сульфидов и сульфатов Октябрьского медно-никелевого месторождения (Норильский район) и некоторые вопросы его генезиса // Геохимия, 1973, с. 1127—1136.

Дистлер В.В., Служеникин С.Ф., Кабри Л.Дж., Криволицкая Н.А., Туровцев Д.М., Голованова Т.А., Мохов А.В., Кнауф В.В., Олешкевич О.И. Платиновые руды Норильских расслоенных интрузивов: соотношение магматического и флюидного концентрирования благородных металлов // Геология рудных месторождений, 1999, т. 41, № 3, с. 241—265.

Додин Д.А., Батуев Б.Н., Митенков Г.А., Изотко В.М. Атлас пород и руд Норильских медно-никелевых месторождений. Л., Недра, 1971, 560 с.

Доу Б.Р., Зартман Р.Е. Пломботектоника фанерозоя // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., Мир, 1982, с. 28—70.

Евстигнеева Т.Л., Генкин А.Д. Платинометаллическая минерализация норильских медно-никелевых руд: природные и экспериментальные данные // Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л., 1990, с. 98—106.

Евстигнеева Т.Л., Филимонова А.А. Кубанитизация и формирование богатых платиновыми металлами руд Норильских месторождений // Прикладные и экологические аспекты минералогии. Кн. 2. М., Наука, 1991, с. 35—36.

Евстигнеева Т.Л., Генкин А.Д., Коваленкер В.А. Новый висмутид палладия — соболевскит и номенклатура минералов системы $PdBi-PdTe-PdSb$ // Зап. ВМО, 1975, ч. 104, вып. 5, с. 568—579.

Ершов В.В., Попова Г.Б. Первичная зональность экзоконтактовых сульфидных медно-никелевых руд Талнахского месторождения // Докл. АН СССР, 1967, т. 173, с. 1393—1396.

Золотухин В.В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий (на примере Норильской). М., Наука, 1964, 176 с.

Золотухин В.В. О природных процессах сульфуризации основных и ультраосновных пород // Докл. АН СССР, 1966, т. 107, с. 665—668.

Золотухин В.В. Обобщенная модель сульфидного $Cu-Ni$ рудообразования как процесса сульфуризации // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, Наука, 1988, с. 172—182.

Зонтов Н.С. Закономерности дифференциации медно-никелевых сульфидных расплавов // Советская геология, 1958, № 6, с. 102—120.

Зотов И.А., Ворцепнёв В.В., Мельников Ф.П. Магматическая природа массивных сульфидных руд Талнаха // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1977, с. 53—54.

Изменения окружающей среды и климата / Ред. О.А. Богатиков. М., ИГЕМ РАН, 2007, 200 с.

Изотко В.М. О зональности сплошных сульфидных руд Норильского месторождения // Геология и геофизика, 1974 (3), с. 103—109.

Искюль Е.В. К минералогии платины и палладия в норильских сульфидных рудах // Докл. АН СССР, 1940, т. 27, № 3, с. 250—252.

Коваленкер В.А., Лапутина И.П., Павлов Е.Г. О распаде природного твердого раствора в системе $PbS-PbTe$ // Упорядочение и распад твердых растворов в минералах. М., Наука, 1979, с. 185—190.

Котульский В.К. К вопросу о происхождении магматических медно-никелевых месторождений // Докл. АН СССР, 1946, т. 51, С. 381—384.

Кулагов Э.А. Особенности минерального состава руд месторождения Норильск-1: Автореф. дис.... к.г.-м.н. М., МГУ, 1968, 239 с.

Кулагов Э.А., Пермьяков Ю.И., Тарасов А.В. Морфология и вещественный состав сульфидных жильных руд одного из участков месторождения Норильск-I // Технический прогресс на Норильском комбинате. М., НГМК, 1965, с. 162—170.

Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М., Эслан, 2006, 496 с.

Люлько В.А., Амосов Ю.Н., Душаткин А.Б. Тектоника, рудоконтролирующие структуры и металлогеническое районирование Игарско-Норильского региона // Металлогения Сибири. Т. 2. Новосибирск, Наука, 1987, с. 143—149.

Маслов Г.Д. Тектоника Игарско-Норильского района и рудоконтролирующие структуры // Тектоника Сибири. Т. 2. Новосибирск, Наука, 1963, с. 336—350.

Митенков Г.А. Сульфидные медно-никелевые руды Талнахского месторождения, их минеральный состав и генезис: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Л., Механобр, 1972, 371 с.

Митенков Г.А., Кнауф В.В., Ерцева Л.Н., Емелина Л.Н., Кунилов В.Е., Стехин А.И., Олешкевич О.И., Яценко А.А., Алексеева Л.И. Минералы элементов группы платины в сплошных пирротиновых рудах Талнаха // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Наука, 1997, с. 284—285.

Муравьева И.В., Евстигнеева Т.Л., Филимонова А.А., Малов В.С. Первая находка моихукита в медно-никелевых рудах Октябрьского месторождения (Норильский район) // Геология рудных месторождений, 1972, т. 14, № 3, с. 311—317.

Наторхин И.А., Архипова А.И., Батуев Б.Н. Петрология Талнахских интрузий. Л., Недра, 1977, 236 с.

Немененок Т.И. Брекчии и брекчиевидные породы никеленосных трапповых интрузий (Норильский район) // Рудоносные брекчии и их поисковое значение. Алма-Ата, Наука, 1977, с. 86—109.

Плетнев П.А., Алферова М.С., Спиридонов Э.М. Ахтарандит из района Талнахского месторождения // Зап. ВМО, 2001, ч. 130, вып. 5, с. 74—78.

Роговер Г.Б. Месторождение Норильск-1, некоторые его особенности, могущие иметь поисковое значение, рациональная методика его разведки. М., Госгеолтехиздат, 1959, 168 с.

Рябов В.В., Золотухин В.В. Минералы дифференцированных траппов. Новосибирск, Наука, 1977, 392 с.

Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. Т. 1. Петрология траппов. Новосибирск, Нонпарель, 2000, 408 с.

Служеникин С.Ф., Мохов Ф.В. Минералы золота и серебра в месторождениях Норильского района // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. М., ИГЕМ РАН, 2002, с. 326—330.

Служеникин С.Ф., Мохов Ф.В. Природные железо-платиновые, палладиево-платиновые и палладиево-медные сплавы в платино-медно-никелевых и платиновых рудах Норильских месторождений // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. М., ИГЕМ РАН, 2008, с. 346—347.

Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Дюжиков О.А., Кравцов В.Ф., Кунилов В.Е., Лапутина Л.П., Туровцев Д.М. Малосульфидное платиновое оруденение в Норильских дифференцированных интрузивах // Геология рудных месторождений, 1994, т. 36, № 3, с. 195—217.

Служеникин С.Ф., Евстигнеева Т.Л., Мохов Ф.В. Минералогия системы $PtBi_2$ — $PtTe_2$ — $PtSb_2$ — $PdTe_2$ — $PdBi_2$ в платино-медно-никелевых и платиновых рудах Норильского района // Роль минералогии в познании процессов рудообразования. М., ИГЕМ РАН, 2007, с. 291—294.

Спиридонов Э.М. О взаимодействии Ni-Cu-Fe сульфидного расплава (с Pd, Pt, Ag, Au) с титанавгитовыми базальтами (месторождение Медвежий Ручей, Норильск) // Ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. М., Изд-во РАН, 2004, с. 65—66.

Спиридонов Э.М., Гриценко Ю.Д. Эпигенетический низкоградный метаморфизм и кобальт-никелевая антимонидная и арсенидная минерализация в Норильском рудном поле. М., Научный мир, 2009, 218 с.

Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Симонов О.Н., Анастасенко Г.Ф., Кулагов Э.А., Люлько В.А., Прокофьев В.Ю., Середа Е.В., Степанов В.К. Метавулканы пренит-пумпеллиитовой и целолитовой фаций трапповой формации Норильского района Сибирской платформы. М., Изд-во Моск. ун-та, 2000, 212 с.

Спиридонов Э.М., Кулагов Э.А., Куликова И.М. Минеральные ассоциации палладия, платины и золота в рудах Норильского месторождения // Геология рудных месторождений, 2004, т. 46, № 2, с. 175—192.

- Спиридонов Э.М., Голубев В.Н., Гриценко Ю.Д.** Изотопный состав свинца галенита, алтаита и интерметаллов палладия норильских сульфидных руд // *Геохимия*, 2010, № 8, с. 1—10.
- Степанов В.К.** Динамическая модель внедрения, кристаллизации и рудоотложения интрузивов Норильского рудного поля // *Тр. ЦНИГРИ*, 1981, вып. 162, с. 13—19.
- Степанов В.К., Туровцев Д.М.** Многофакторные модели медно-никелевых месторождений норильского типа // *Тр. ЦНИГРИ*, 1988, вып. 223, с. 86—94.
- Суханова Е.Н.** Случай образования кокса под влиянием сульфидной жилы // *Геология рудных месторождений*, 1959, т. 2, № 6, с. 85—89.
- Суханова Е.Н.** Краткая характеристика главнейших медно-никелевых месторождений Норильского района // *Технический прогресс на Норильском комбинате*. М., НГМК, 1965, с. 35—41.
- Тарасов А.В.** О механизме формирования Норильской интрузии и связанных с ней сульфидных тел // *Замещение и вторжение при магматизме и рудообразовании*. Новосибирск, Наука, 1976, с. 123—217.
- Туровцев Д.М.** Контактный метаморфизм интрузий Норильского региона. М., Научный мир, 2002, 319 с.
- Филимонова А.А., Муравьева И.И., Евстигнеева Т.Л.** Минералы группы халькопирита медно-никелевых руд Норильских месторождений // *Геология рудных месторождений*, 1974, т. 16, № 5, с. 36—45.
- Харченко Г.И.** К вопросу об использовании метаморфизма углей как критерия на поиски дифференцированных интрузий // *Материалы конференции норильских геологов*. Норильск, НГМК, 1971, с. 136—137.
- Юдина В.В., Степанов В.К.** Магнезиальные скарны и скарноиды Талнахского рудного поля // *Зап. ВМО*, 1972, ч. 101, вып. 2, с. 213—226.
- Barkov A.Y., Martin R.F., Poirier G., Tarkian M., Pachomovskii Y.A., Men'shikov Yu.P.** Tatyanaite, a new platinum-group mineral, the Pt-analog of taimyrite, from the Noril'sk complex (northern Siberia, Russia // *Eur. J. Miner.*, 2000, v. 12, p. 391—396.
- Campbell J.H., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Hill R.G., Stepanov V.K.** Synchronism of the Siberian traps and the Permian-Triassic boundary // *Science*, 1992, v. 258, p. 1760—1763.
- Czamanske G.K., Kunilov V.E., Zientek H.L., Cabri L.J., Likhachev A.P., Calk L.C., Oscarson R.L.** A proton-microprobe study of magmatic sulfide ores from the Noril'sk-Talnakh district, Siberia // *Canad. Miner.*, 1992, v. 30, p. 249—287.
- Czamanske G.K., Wooden J.L., Zientek H.L., Fedorenko V.A., Zen'ko T.E., Kent J., King B.-S.W., Kight R.J., Siems D.G.** Geochemical and isotopic constrains of the petrogenesis of the Noril'sk-Talnakh ore-forming systems // *Sudbury — Noril'sk Symposium*, Ontario Geological Survey. 1994, Spec. v. 5, p. 313—341.
- Dalrymple G.B., Cramanske G.K., Stepanov V.K., Fedorenko V.A.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of samples from the Noril'sk — Talnakh ore-bearing intrusions and the Siberian flood basalts // *EOS*, 1991, v. 72, p. 570.
- Dalrymple G.B., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Simonov O.N., Lanphere M.A., Likhachev A.P.** A reconnaissance $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological study of the ore-bearing and related rocks, Siberian Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59, p. 2071—2083.
- Doherty W.** Remobilization of the continental lithosphere by mantle plumes: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk district, Siberian Trap, Russia // *Contr. Miner. Petrol.*, 1993, v. 114, p. 171—188.
- Genkin A.D., Evstigneeva T.L.** Associations of platinum group minerals of the Noril'sk copper-nickel sulfide ores // *Econ. Geol.*, 1986, v. 81, p. 1203—1212.
- Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu., Fedorenko V., Davis D., Trofimov V.** Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 214, p. 73—93.
- Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Doherty W., Fedorenko V.A.** Geochemistry of the Siberian Trap of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism // *Contr. Miner. Petrol.*, 1990, v. 104, p. 631—644.
- Lightfoot P.C., Hawkesworth C.S., Hergt J., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A., Doherty W.** Remobilization of the continental lithosphere by mantle plumes: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk district, Siberian Trap, Russia // *Contr. Miner. Petrol.*, 1993, v. 114, p. 171—188.
- Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A., Hawkesworth C.J., Hergt J., Doherty W.** Chemostratigraphy of Siberian trap lavas, Noril'sk district: implications for the source of floodbasalt

magmas and their associated Ni-Cu mineralization // Sudbury — Noril'sk Symposium. Ontario Geol Surv. Spec. 1994, v. 5, p. 283—312.

Naldrett A.J. Magmatic sulfide deposits. Geology, geochemistry and exploration. Berlin, N.Y. Heidelberg, Springer, 2004, 727 p.

Naldrett A.J., Lightfoot P.S., Fedorenko V.A., Doherty W., Gorbachev N.S. Geology and geochemistry of intrusions and flood basalt of the Noril'sk region, USSR, with implication for the origin of the Ni-Cu ores // Econ. Geol., 1992, v. 87, p. 975—1004.

Okamoto H., Chakrabarti D.J., Laughlin D.E. The Au-Cu (gold-copper) system // Bull. Alloy Phase Diagrams, 1987, v. 8, p. 453—474.

Renne P.R. Excess $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in biotite and hornblende from Noril'sk-I intrusion, Siberia: implication for age of Siberian Traps // Earth Planet. Sci. Lett., 1995, v. 131, p. 165—176.

Simonov O.N., Lul'ko V.A., Amosov Yu.N., Salov V.N. Geological structure of the Noril'sk region // Sudbury — Noril'sk Symposium, Ontario Geological Survey. 1994, Spec. v. 5, p. 161—170.

Spiridonov E. Pneumatolytic Ag-Au-Pt-Pd mineralization and regenerative metamorphogenic-hydrothermal Pd-Ag mineralization at Noril'sk ore field // 32nd IGC. Florenzia. Abstract, 2004, part 2, p. 1267.

Veselowskiy R., Pavlov V. The new paleomagnetic data from the Siberian traps indicate the rigidity of the northern Eurasian plate since late Permian // 32nd IGC. Florence, 2004, p. 958.

Vogt J.H.L. Nickel in igneous rocks // Econ. Geol., 1923, v. 18, p. 307—353.

Walker R.J., Morgan J.W., Hanski E., Smolkin V.T. The role of the Re-Os isotope system in deciphering the origin of magmatic sulphide ores: a tale of three ores // Sudbury — Noril'sk Symposium, Ontario Geological Survey. 1994, Spec. v. 5, p. 343—355.

Wooden J.L., Czamanske G.K., Bouse R.M., Likchachev A.P., Kunilov V.E., Lul'ko V.A. Pb isotope data indicate a complex, mantle origin for the Noril'sk-Talnach ores, Siberia // Econ. Geol., 1992, v. 87, p. 1153—1165.

Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Arndt N.T., Chauvel C., Bouse R.M., Knight R.J., Siems D.F. Isotopic and trace element characterization of the Siberia continental flood basalts of the Noril'sk region, Siberia // Geochim. Cosmochim. Acta, 1993, v. 57, p. 3677—3704.

*Поступила в редакцию
12 мая 2010 г.*