DOI: 10.24411/0869-7175-2019-10019

УДК 550.4 553.061:12/.13(571.5)
© А.П.Лихачев, 2019

Возможность самообогащения рудным веществом и тяжёлым изотопом серы (^{34}S) мантийных магм, формирующих Pt-Cu-Ni месторождения и перспективное место для локализации руд в Норильском районе

А.П.ЛИХАЧЕВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

Обосновывается возможность автономного (неконтаминационного) самообогащения Fe-Pt-Cu-Ni сульфидами и тяжёлым изотопом серы (^{34}S) мантийных магм с превращением их в рудоносные, способные формировать платино-медно-никелевые месторождения. Определены чётко выраженные и легко доступные для опознания признаки проявления процессов самообогащения с количественной оценкой вероятного скопления руд. В Норильском районе выделено новое место, перспективное на обнаружение рудных залежей.
Ключевые слова: Pt-Cu-Ni месторождения, Норильский район, неконтаминационное самообогащение мантийных магм рудным веществом и тяжёлым изотопом ^{34}S, лейкократовое габбро, перспективные площади.

Лихачев Александр Петрович
доктор геолого-минералогических наук



alexanderlikhachev@rambler.ru

The possibility of self-enrichment of the ore substance and the heavy sulfur isotope (^{34}S) of the mantle magmas that form Pt-Cu-Ni deposits and a promising area for ore localization in the Norilsk region

A.P.LIKHACHEV (Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals)

The possibility of autonomous (noncontamination) self-enrichment of Fe-Pt-Cu-Ni with sulfides and heavy sulfur isotope (^{34}S) of mantle magmas and their transformation into ore-bearing ones capable of forming platinum-copper-nickel deposits is substantiated. Distinct and easily identifiable signs of self-enrichment processes with a quantitative assessment of the likely ore accumulation are identified. In the Norilsk region, a new area has been revealed, promising for ore deposits discovery.
Key words: Pt-Cu-Ni deposits, Norilsk region, noncontamination self-enrichment of mantle magmas with ore substance and ^{34}S heavy isotope, leucocratic gabbro, prospective areas.

Как известно, с течением времени прирост и обеспечение потребности для большинства полезных ископаемых связаны с поисками и освоением всё более скрытых, в основном глубинных месторождений, недоступных непосредственному опознанию. Для этого требуются выявление и применение новых поисковых признаков, преимущественно более сложных, основанных на детальном исследовании и анализе процессов, приводящих к накоплению ценных веществ.

В природных условиях увеличение (как и уменьшение) количества каждого химического элемента и каждого из его изотопов в основном происходит эволюционно, за счёт внутренних преобразований (дифференциации) исходно сложных материалов, совершаемых в сложных и многоэтапных процессах. Относительно простые и обычно случайные события в виде контаминации и смешения веществ маловероятны и редко продуктивны.

Платино-медно-никелевые месторождения Норильского района (рис. 1) уникальны по составу и количеству рудных веществ и аномально обогащены тяжёлым изотопом серы ($\delta^{34}S$ до 12–14‰), в отличие от большинства других месторождений данного типа ($\delta^{34}S$ 2–7‰). Выяснение причин проявления этой особенности имеет важное научное и практическое значение в первую очередь в отношении определения перспективности территорий, а также в прогнозе, поиске и оценке новых месторождений.

Нередко проявленному феномену даётся простое и «очевидное» объяснение, которое сводится к ассимиляции магмой присутствующих в разрезе вмещающей толщи богатых ^{34}S сульфатов ($\delta^{34}S$ 18–20‰ и более),

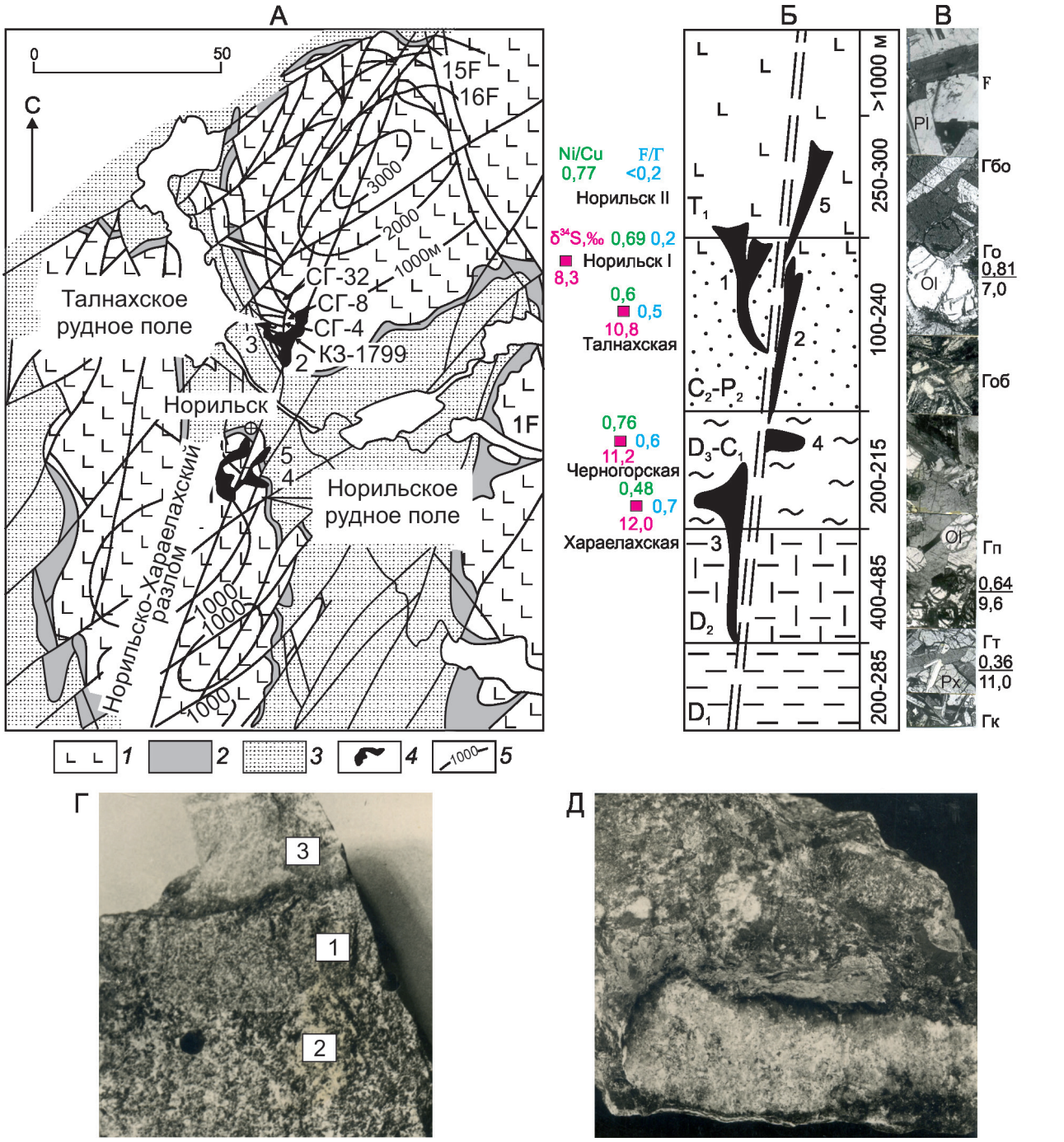


Рис. 1. Схемы расположения рудоносных интрузий Норильского района, их состав и строение, взаимоотношение с вмещающими породами [10]:

А – геологическая схема района и размещения в нём рудоносных интрузий: *1* – платобазальты; осадочные породы: *2* – тунгусской серии, C_2–P_2 и *3* – верхнего протерозоя–нижнего карбона; *4* – рудоносные интрузии: 1 – Норильск I, 2 – Талнахская, 3 – Хараелахская, 4 – Черногорская, 5 – Норильск II; *5* – изопахиты базальтов, м; Б – положение интрузий в разрезе района, слева – обобщённые данные по отношениям лейкократовое габбро/общий объём интрузии (синее), Ni/Cu (зелёное) и $\delta^{34}S$ (красное) в сульфидах интрузий [4, 19 и др.]; В – минеральный состав и структура пород разреза рудоносных интрузий: контактовый (Гк), такситовый (Гт), пикритовый (Гп), оливин-биотитовый (Гоб), оливиновый (Го), безоливиновый (Гбо), габбро-долериты и лейкократовое габбро (F); Ol – оливин, Px – пироксен, Pl – плагиоклаз (микрофото, ув. ~80), справа – обобщённые данные по отношениям Ni/Cu и $\delta^{34}S$ сульфидов разрезе интрузий [4, 20 и др.]; Г – зона закалки (1) расплава оливинового габбро-долерита (2) на контакте с ксенолитом песчаника (3), интрузия Норильск I, ум. 1,5; Д – ксенолит ангидрита (светлое внизу снимка) в такситовом габбро-долерите интрузии Норильск I, ум. 1,5

главным образом ангидрита ($CaSO_4$). Однако такое представление не находит фактического подтверждения. Эвапориты в разрезе норильских толщ проявлены в виде субгоризонтальных слоёв сравнительно небольшой мощности (обычно менее 3–4 м). Поднимавшиеся магмы пересекали их в поперечных каналах, соприкасаясь с ними преимущественно в плоскостном, но не в объёмном варианте (см. рис. 1, Б). Они сразу же контактировали с практически холодной (300°–400°C) вмещающей толщей, которая почти мгновенно переводила их краевые части в твёрдое состояние с образованием зоны закалки, изолирующей магму от окружающей среды (см. рис. 1, Г). В составе рудоносных интрузий нет каких-либо признаков существенной ассимиляции вмещающих пород. Температура плавления ангидрита (1450°C) значительно выше внедряющейся магмы (1200°–1350°C), а на флюиды он мало реагирует. В рудных горизонтах норильских месторождений имеются места, где сульфидные выделения непосредственно контактируют с ксенолитами ангидрита (см. рис. 1, Д), но между ними нет существенного обмена изотопами серы: сульфиды имеют свойственные им значения $\delta^{34}S$, а сера ангидрита соответствует значениям его образований во вмещающих толщах. Так что в Норильском районе отсутствуют условия для значительной ассимиляции магмой вмещающих толщ и обогащения сульфидов тяжёлой сульфатной серой. Нет оснований и для их допущения на больших глубинах земной коры.

Ранее автором предполагалось и обосновывалось изначальное существование обогащённых изотопом ^{34}S и рудными компонентами сульфидов в мантийных источниках магм [10, 21]. В настоящей статье показано, что накопление рудных веществ и тяжёлого изотопа ^{34}S может быть связано также с внутренними преобразованиями исходного материала и формируемых при его плавлении магм: на стадиях их зарождения в мантии, подъёма в земную кору и становления в конечных камерах внедрения.

Условия на стадии зарождений магм схематически изображены на рис. 2, А. При этом полагается, что первичный (исходный) материал мантии состоит из окисно-силикатной (~98 мас.%), сульфидной (~1 мас.%) и металлической (~1 мас.%) фракций [10]. Как в целом, так и в каждой фракции он представляет собой термоградиентную котектическую систему, а каждая минеральная фаза в нём является изменяющимся по составу и температурной устойчивости твёрдым раствором [11, 12]. Поэтому плавление такого материала, приводящее к зарождению магм, всегда осуществляется парциально, в последовательности от легкоплавких к тугоплавким фракциям во всех его составляющих. И именно это фракционирование обеспечивает первичное накопление рудных веществ и тяжёлого изотопа ^{34}S.

Сначала образуются и, как правило, выносятся из зоны магмообразования сравнительно маломагнезиальные практически бессульфидные мафические (MgO 6–8 мас.%) окисно-силикатные расплавы (см. рис. 2, А). Это приводит к увеличению количества сульфидов и рудных компонентов в остающемся материале и делает возможным образование в дальнейшем рудоносных магм.

Затем зарождаются сульфидоносные мезомафические (MgO 8–33 мас.%) магмы, меняющиеся в составе в зависимости от степени плавления исходного вещества и формирующие соответствующие, известные в мире платино-медно-никелевые и платиновые месторождения.

За счёт оставшейся наиболее тугоплавкой и высокомагнезиальной части исходного материала (MgO >33 мас.%) образуются бессульфидные ультрамафические продукты (например, гулинского типа), обогащённые тугоплавкими силикатным никелем, хромом, платиной, осмием и иридием.

Обычно процесс мантийного магмообразования не завершается полным плавлением исходного материала, а останавливается на той или иной стадии в основном в зависимости от температурных возможностей. Поэтому продукты его плавления, поступающие в земную кору и на её поверхность, часто представляют собой только ту или иную часть исходного вещества, обогащённую одними компонентами и обеднённую другими.

Подобное фракционирование происходит и на изотопном уровне. Ранние сравнительно низкотемпературные и маломагнезиальные выплавки (см. рис. 2, А, IIа) несут в себе легкоплавкие сульфиды, обогащённые медью и тяжёлым изотопом ^{34}S. Примером являются сульфиды относительно маломагнезиальных магматических образований курейского типа, проявленных южнее Норильского района (MgO магм 8–10 мас.%, Ni/Cu 1:3–4, $\delta^{34}S$ 9–22‰) [3 и др.] и комплекса Дулут, США (MgO магм 8–10 мас.%, Ni/Cu 2–4:10, $\delta^{34}S$ до 16‰) [14 и др.].

Основная причина состоит в том, что, являясь малочисленными, изотопы ^{34}S менее прочно связаны в исходном веществе, чем многочисленные, структурообразующие ^{32}S [11]. Поэтому при нагреве, плавлении и растворении веществ они первыми покидают их, а при кристаллизации расплавов обогащают собой поздние минеральные фазы. Такая картина наблюдалась автором в экспериментах с сульфидными рудами норильских месторождений [10, 11]. Нагрев при 860°C в течение 6 часов приводил к выносу из исходного материала серы, обогащённой ^{34}S на 4,66‰ (величина $\delta^{34}S$ исходного материала равнялась 10,56‰, а остатка от него 5,9‰). В опытах по гидротермальному переотложению руд ранние продукты выноса обогащались ^{34}S на величину от 0,2 до 5,6‰. При кристаллизации сульфидных расплавов поздно выделяющиеся, богатые медью фазы по сравнению с ранними обогащались ^{34}S на 2,3‰ (см. рис. 2, Б), подобно тому как это происходит и в природных условиях (см. рис. 2, В).

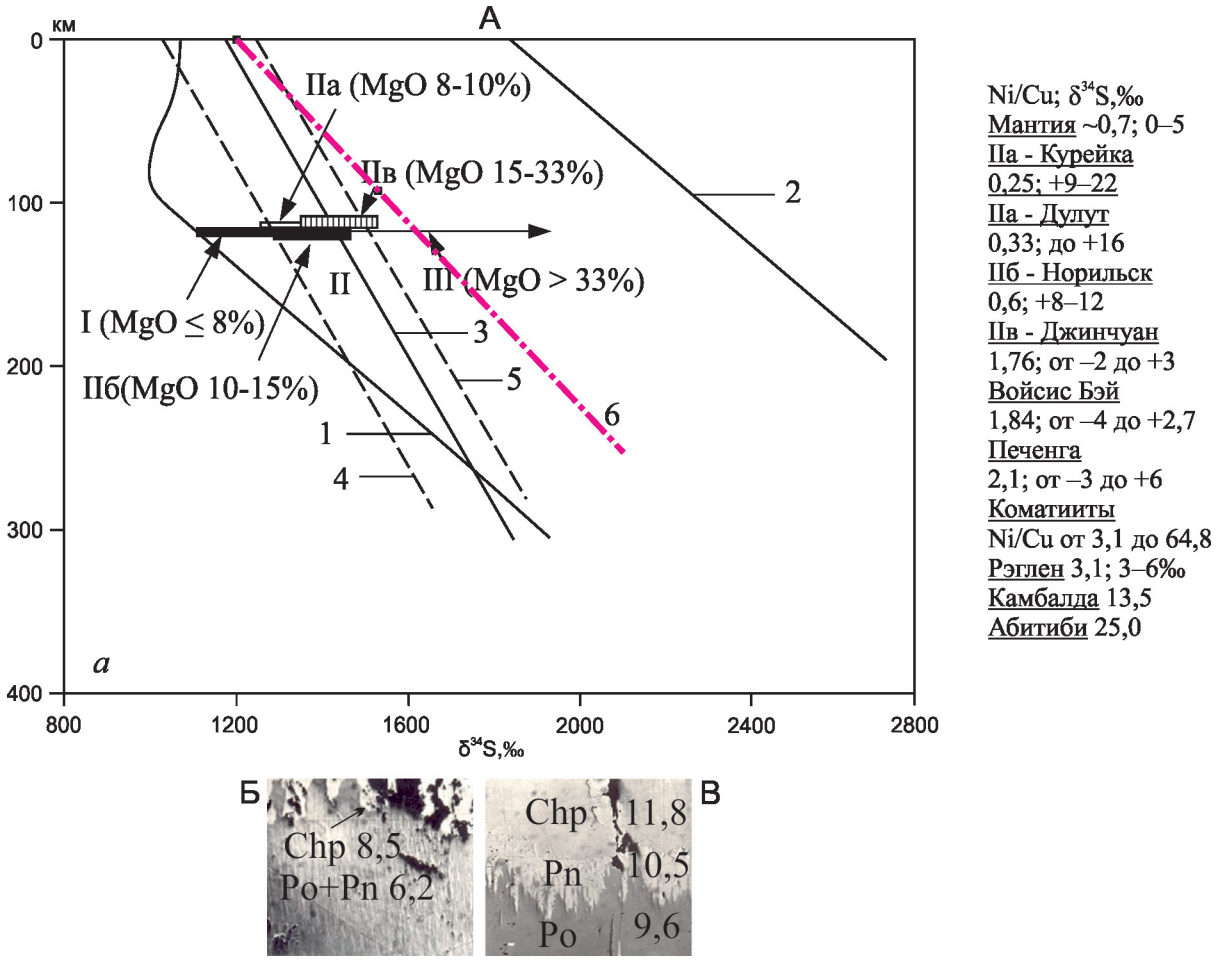


Рис. 2. Схема образования безрудных и рудоносных магм мафит-ультрамафитового ряда (А) и продукты кристаллизации сульфидных расплавов с проявлением фракционирования изотопов серы (Б, В) [10]:

А – 1, 2 – линии солидуса и ликвидуса пиролита, содержащего воды 0,1 мас.% [26], 3 – линия солидуса пирротина [5, 23], 4, 5 – приблизительные линии солидуса и ликвидуса сульфидов мантии, 6 – сухой солидус перидотита; I – участок зарождения сравнительно низкотемпературных бессульфидных магм мафического состава (MgO ≤8%); участки зарождения сульфидоносных магм: IIа – относительно низкотемпературные (MgO 8–10%), несущие богатые медью (по отношению к никелю) сульфиды (Ni:Cu=1:3–4), IIб – среднетемпературные (Mg 10−15%), включающие обогащённую медью сульфидную фракцию исходного вещества (Ni:Cu=1:1,2–2,5), IIв – высокотемпературные (MgO 15–33%), содержащие бедные медью сульфиды (Ni:Cu=1–>10:1); III – участок образования бессульфидных высокотемпературных магм ультрамафического состава (MgO >33%), справа – обобщённые данные по реальным объектам [14 и др.]; Б, В – изотопный состав серы продуктов кристаллизации синтетического (Б) и природного (В) сульфидных расплавов, Chp – халькопирит, Po – пирротин, Pn – пентландит, ув. 300

На стадии подъёма магм в земную кору важными являются состояние и поведение серы и её изотопов в магматических расплавах, а также условия кристаллизации магм. Данные о растворимости серы в мафит-ультрамафитовых магмах приведены на рис. 3, А. Из него видно, что при охлаждении и по мере кристаллизации рассматриваемых магм растворимость присутствующей в них серы уменьшается. Её избыток накапливается в остающемся расплаве с последующей возможностью выделения из него самостоятельной сульфидной жидкости преимущественно железистого состава (FeS).

При кристаллизации магм в стационарных (малоподвижных) условиях и низком содержании в них серы снижение её растворимости не приводит к существенному накоплению сульфидов. В конечных продуктах они образуют мелкие и редкие («ликвационные») выделения, которые могут быть обогащены металлами платиновой группы бушвельдско-стиллуотерского типа благодаря привносу и отложению их магматическими

Рис. 3. Схемы накопления рудного вещества и тяжёлого изотопа серы на пути подъёма магматической колонны в верхние части земной коры:

А – механизм накопления рудного вещества (сульфидной жидкости) в магматическом расплаве мафит-ультрамафитового состава при его охлаждении и кристаллизации: 1 – линия снижения растворимости сульфида железа в силикатном расплаве по мере его кристаллизации (синий цвет), приводящая к выделению и накоплению самостоятельного сульфидного расплава (красные линии 2) при каждом поступлении в зону кристаллизации новой порции магмы; цифры в кружках – поля различной степени насыщения магм сульфидом железа: 1 – ненасыщенное, 2 – насыщенное, 3 – перенасыщенное (*по данным А.Налдретта и др., 1990, касающимся линии растворимости сульфида железа и с учётом результатов исследований других авторов* [20 и др.]); Б – схема дифференциации магматической колонны и накопления в ней рудного вещества (цифры в кружках): 1 – «свежая» первичная магма, 2 – зона интрателлурической кристаллизации магмы и начальное выделение и накопление в ней сульфидного расплава (по схеме А), 3 – обратный поток магмы, содержащей выделения протооливина (черные кружки) и частиц сульфидной жидкости (красные точки и кружки), стрелками показано направление движения магмы и минеральных фаз, 4, 5 – зона накопления: 4 – протокристаллического плагиоклаза и 5 – сульфидного вещества; колонка справа – реальные соотношения минеральных веществ в природных и синтетических образованиях, которые могли быть проявлены в поднимающейся магматической колонне: 1 – ромбообразное зерно магнезиального протооливина в ассоциации с хромитом (чёрное округлое выделение) и сульфидами (тёмные более мелкие проявления), включённые в среднюю часть крупного кристалла протоплагиоклаза лейкократового габбро интрузии Норильск I (свидетельство наличия и кристаллизации мафических и рудных составляющих, опустившихся вниз поднимающейся магматической колонны) ув. 20; 2–5 – формы выделения сульфидной жидкости (белое) в силикатном расплаве пикритового габбро-долерита, меняющиеся с изменением его температуры (экспериментальные данные автора); В – схема последовательности (a, b, c, d, e) кристаллизации силикатного расплава сульфидоносных магм (MgO от 10 до 15 мас.%) в координатах четверной системы форстерит–диопсид–кремнезём–анортит: Di – диопсид, Fo – форстерит, An – анортит, En – энстатит, l – расплав, ol – оливин, pl – плагиоклаз, px – пироксен, sp – шпинель; цифры на диаграмме – температура, °С

флюидами. В условиях же многократной смены магмы и длительного поступления её новых («свежих») порций в зону кристаллизации возможны значительные («сегрегационные») скопления сульфидных масс, способных формировать Pt-Cu-Ni месторождения.

Наиболее благоприятными для самообогащения мантийных магм сульфидами и тяжёлым изотопом серы (^{34}S) являются случаи их медленного (с длительными остановками) подъёма в верхние части земной коры и начала кристаллизации до достижения ими конечных камер внедрения или излияния на земную поверхность (см. рис. 3, Б). При этом в зоне кристаллизации образуются преимущественно два главных протоминерала – оливин и плагиоклаз (±шпинелиды, рис. 3, В, точки a, b, c, d). Зёрна первого из них, превышающие плотность магмы (силикатного расплава), опускаются вниз с возможностью частичного или полного перехода в расплавное состояние из-за более высокой температуры окружающей среды, а второго, относительно лёгкого, всплывают вверх, продолжают кристаллизоваться (расти) и накапливаться в головной части магматической колонны (см. рис. 3, Б).

Здесь же (в зоне кристаллизации) из остаточного расплава, уменьшившегося в объёме и ставшего насыщенным и перенасыщенным серой, выделяются (ликвируются) частицы сульфидной жидкости, не очищающие полностью от серы остающийся силикатный расплав. Её существенная часть сохраняется в нём. При этом происходит фракционирование изотопов серы: лёгкий изотоп ^{32}S предпочтительно остаётся в силикатном расплаве, а тяжёлый ^{34}S преимущественно переходит в сульфидный.

В дальнейшем выделяющиеся частицы сульфидной жидкости могут перемещаться вниз по магматическому каналу самостоятельно, под действием силы тяжести или в возвращающемся вниз конвективном потоке.

Продольная конвекция расплава в рассматриваемой магматической колонне вполне допустима. Для этого имеются необходимые условия: подвижная жидкость и значительный температурный перепад в ней. В реальности она наблюдается в лавовых озёрах современных вулканов, имеющих свободный выход магмы на дневную поверхность (например, у Гавайских вулканов и вулкана Эребус в Антарктиде).

Опускаясь, частицы сульфидной жидкости могут соприкасаться с нижележащей, ещё ненасыщенной серой магмой, что приводит к обогащению их цветными и благородными металлами и к переходу части серы в ненасыщенный ею свежий силикатный расплав. Переход серы сопровождается фракционированием её изотопов, аналогичным отмеченному выше: лёгкий ^{32}S предпочтительно перемещается в силикатный расплав, обогащая тем самым сульфидный тяжёлым изотопом ^{34}S.

Таким образом, сульфидная жидкость обогащается ^{34}S в каждом из двух последовательных процессов: при выделении её из магмы вследствие снижения в ней растворимости серы и при соприкосновении с ненасыщенным серой силикатным расплавом в ходе погружения сульфидных частиц вниз магматической колонны.

Перемещение сульфидов вниз магматической колонны ограничивается температурой магмы (см. рис. 3, Б). С глубиной её повышение приводит к «распылению» (диспергированию) сульфидов в силикатном расплаве, обеспечивающему их нахождение в нём во взвешенном

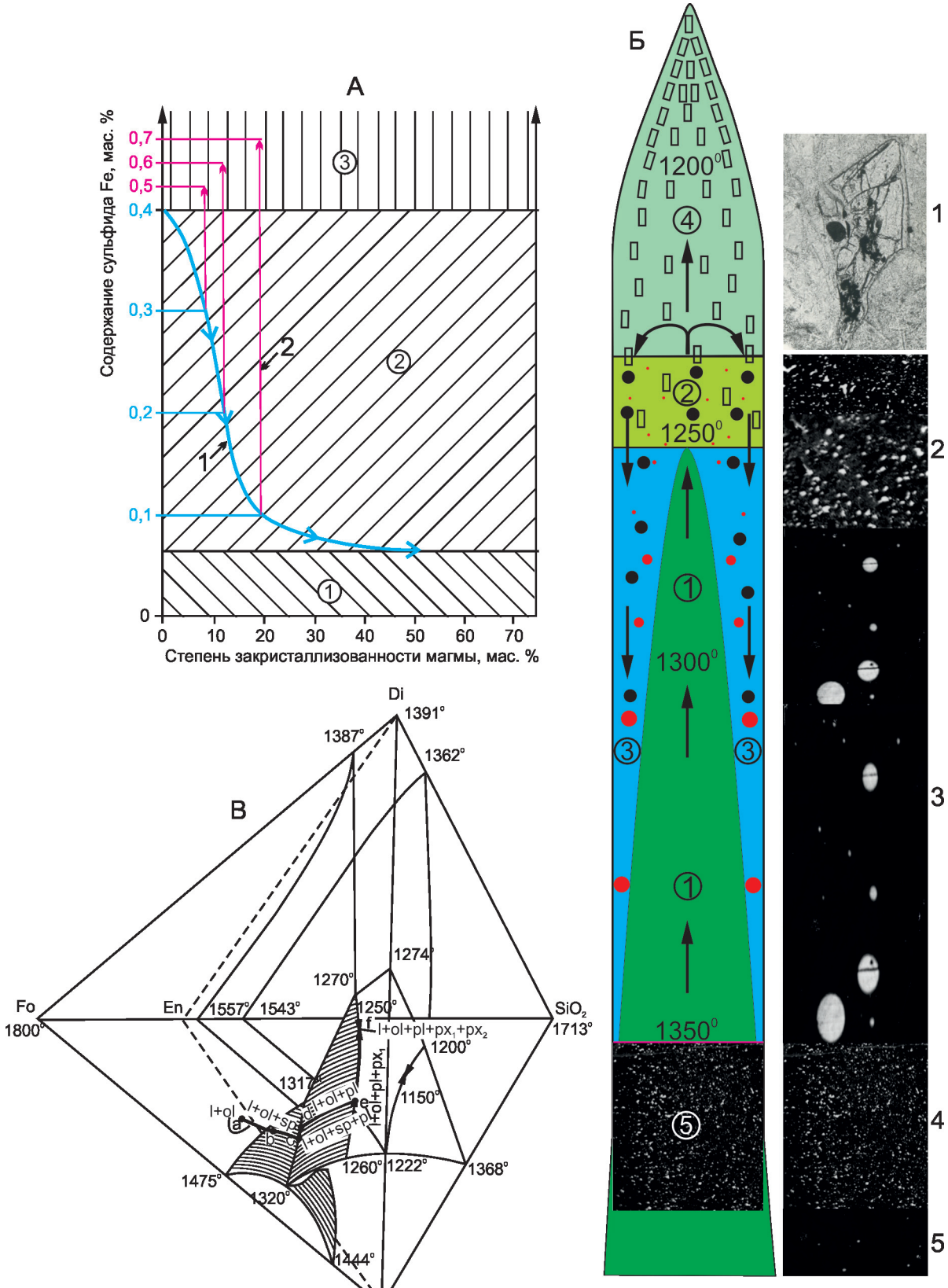

А
Содержание сульфида Fe, мас. %
0,7
0,6
0,5
0,4
0,3
0,2
0,1
0
0 10 20 30 40 50 60 70
Степень закристаллизованности магмы, мас. %
1
2
3
Б
1200°
1250°
1300°
1350°
4
5
1
2
3
4
5
В
Di
1391°
1387°
1362°
Fo
1800°
En
1557°
1543°
1270°
1274°
1250°
SiO2
1713°
1200°
1317°
1150°
1475°
1320°
1260°
1222°
1368°
1444°
1553°
a
b
e
f

Рис. 4. Лейкократовое габбро, формы проявления и соотношения с вмещающими породами:

А – силл лейкократового габбро интрузии Норильск I, дифференцированный на лейкократовую часть вверху (светлая половина) и меланократовую внизу (место съёмки см. рис. 6, Г, место 1): F – лейкократовое габбро, Гт-п – таксито-пойкилоофитовый габбро-долерит; Б – образец лейкократового габбро, интрузия Норильск I, рудник Северный, ум. 3; В – структура лейкократового габбро, ув. 25; Г – резко зональный плагиоклаз, ув. 10; Д – миндалина слабораскристаллизованного стекла в лейкократовом габбро силла месторождения Норильск I, ув. 30; Е – блоки застывшей лавы с выделениями крупных кристаллов интрателлурического плагиоклаза (белое), вулкан Толбачик, Камчатка; Ж, З – включения лейкократового габбро (светлые участки) в пикритовом (Ж) и оливиновом (З) габбро-долеритах интрузии Норильск I, восточный борт центрального карьера рудника «Угольный ручей», ум. 3,5; И, К – включения графитизированного угля (чёрное) в верхней части силла лейкократового габбро интрузии Норильск I (см. рис. 6, Г, место 2), ум. 4,5; Л – контакт лейкократовое габбро с графитизированным углём пласта «Заметный», верхняя часть восточной ветви интрузии Норильск I, рудник «Северный», ум. 5; М – лейкократовое габбро с включением базальтового ксенолита, интрузия Норильск I, рудник «Угольный ручей», ум. 1,5

состоянии. В результате создаётся обогащённая сульфидным (рудным) веществом зона (см. рис. 3, Б, зона 5), за счёт которой в последующем (в конечных камерах внедрения магмы) могут формироваться платино-медно-никелевые месторождения [10].

Эффект диспергирования был выявлен автором в опытах по плавлению сульфидсодержащего пикритового габбро-долерита [10]. При температурах ≥1300°С сульфидная жидкость распылялась в окисно-силикатном расплаве и удерживалась в нём во взвешенном виде. Ниже 1300°С сульфидные выделения укрупнялись, приобретали каплевидные очертания и опускались в придонную часть расплавного объёма.

Выявление этого эффекта имеет чрезвычайно важное значение, так как в нём раскрываются ранее неизвестные причины и условия подъёма тяжёлой сульфидной жидкости менее плотным окисно-силикатным расплавом из глубин мантии в верхние части земной коры. К тому же он вскрывает новые стороны и возможности процессов дифференциации сульфидно-силикатных систем, в том числе в вопросах промышленной концентрации медно-никелевых сульфидов в рудоносных магматических колоннах.

Возможность удержания сульфидной жидкости в силикатном расплаве во взвешенном состоянии имеет определённые ограничения. При её большом (критическом) количестве, а также при резком понижении температуры сульфидные частицы могут быстро объединяться в общую массу и переходить в «неподъёмное» состояние, перемещаясь на большие глубины и оставаясь в них.

Монокристаллические скопления каждого из глубинных протоминералов (оливина и плагиоклаза) служат указанием на возможность проявления процесса самообогащения магматической колонны сульфидами и изотопом ^{34}S. И чем объёмнее такие скопления, тем возможны большие накопления сульфидных масс.

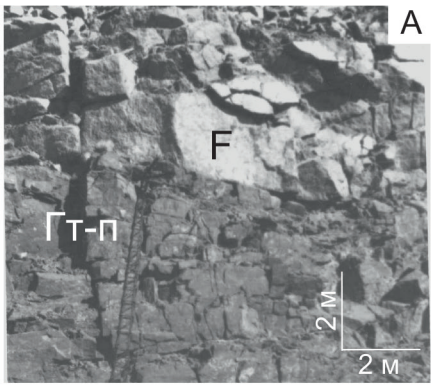
Так как зёрна протооливина погружаются на большие глубины (с возможностью перехода их в расплавное состояние), то маловероятно, что при геологоразведочных работах они могут обнаруживаться в пределах верхней коры. И, наоборот, скопления протокристаллов плагиоклаза, всплывающих и накапливающихся в головной части магматических колонн, являются наиболее доступными для обнаружения и оценки перспективности каждого магматического комплекса.

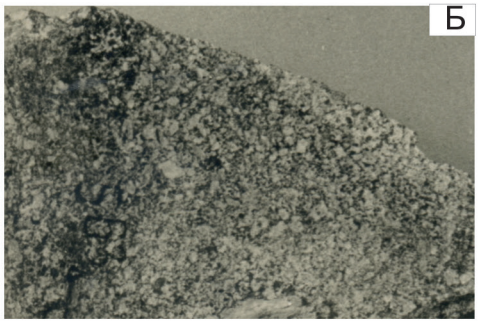
Явные признаки осуществления таких процессов (глубинной дифференциации магм на пути их подъёма в земную кору) проявлены в Норильском районе (см. рис. 1, А). Здесь во всех известных рудоносных интрузиях имеются скопления глубинного протоплагиоклаза битовнит-анортитового состава, представленные в виде образований лейкократового габбро (см. рисунки 4–8).

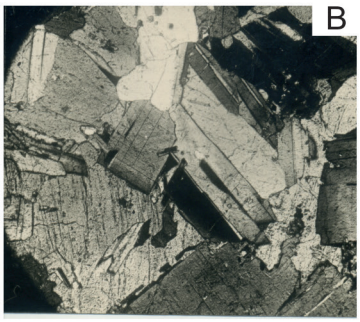
Как видно из рисунков, рудоносные интрузии состоят из периферической силлообразной части, практически безрудной (слабо сульфидоносной) и внутренней, вытянутой в одном направлении хонолитообразной, обогащённой магнием и рудным веществом – собственно рудоносной. Периферическая часть представлена относительно маломощным (от первых метров до 50–70 м) телом, сложенным лейкократовым габбро вверху и более меланократовыми таксито-пойкилоофитовым (до пикритового) и контактовым габбро-долеритами внизу (см. рис. 4, А).

Лейкократовое габбро [6, 10] представляет собой крупнозернистую породу светло-серого цвета (см. рис. 4, Б) с изменяющейся структурой от габбровой до офитовой (см. рис. 4, В). В малоизменённых разностях этой породы содержится резко зональный плагиоклаз (см. рис. 4, Г) состава $An_{45–100}$ (60–90%), пироксены, преимущественно авгит (5–30%), оливин (0–10%), рудные, в том числе медно-никелевые, сульфиды (1–3%), вторичные и акцессорные минералы. В межзерновых участках встречаются округлые выделения слабораскристаллизованного стекла, обычно замещённого хлоритообразным материалом (см. рис. 4, Д). Стекло образовано из-за быстрого охлаждения габбрового силла. Его выделения сформировали миндалины, отмечаемые также С.Ф.Служеникиным в габбровых фрагментах интрузии Норильск I [16].

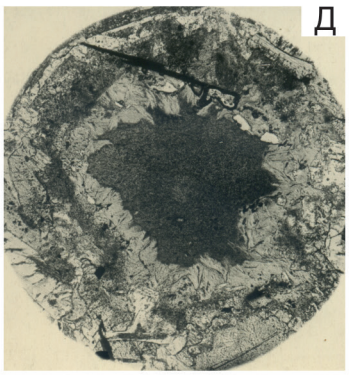
По своей структуре, химическому (см. таблицу) и минералогическому составам лейкократовое габбро – типично магматическая порода протокумулятивного происхождения, сформированная в результате скопления


А
F
Гт-п
2 м
2 м


Б


В


Г


Д

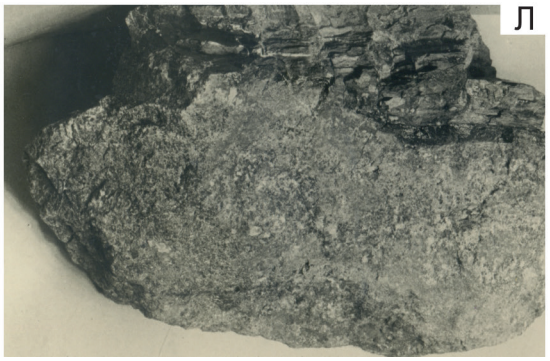

Е

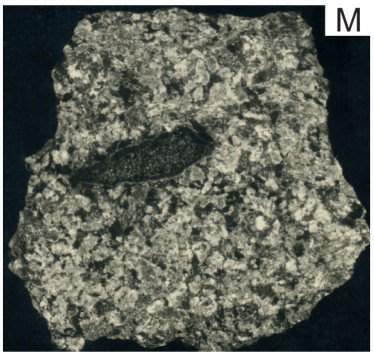

Ж


З


И


К


Л


М

(путём всплытия) пртоплагиоклаза, кристаллизующегося в промежуточных очагах и на пути внедрения мафит-мезомафитовых магм. Иных возможностей («ликвационой», наложенного флюидного плавления и др.) для её образования не существует, так как состав и эволюция магм данного типа (см. рис. 3, В) неспособны к такому развитию, а наложенные на них воздействия и их продукты не могут выборочно концентрировать химические элементы и формировать мономинеральные породы в больших (наблюдаемых) объёмах. Существующие в литературе высказывания подобного рода не сопровождаются какими-либо обстоятельными обоснованиями и анализом возможности осуществления допускаемых процессов.

Скопления протоплагиоклаза в природе проявлены довольно широко, но обычно в сравнительно небольших объёмах (см. таблицу и рис. 4, Е).

Рудоносная часть норильских интрузий (мощностью от первых метров до 300 м и длиной до 15 км и более) дифференцирована от оруденелых контактового (Гк), такситового (Гт) и пикритового (Гп) габбро-долеритов внизу, через сульфидоносный оливин-биотитовый (Гоб) и слабосульфидонсные оливиновый (Го), оливинсодержащий (Гос) и безоливиновый (Гбо) габбро-долериты до практически бессульфидного габбро-диорита (Гд) вверху (см. рисунки 1, В, 5, Б и 6, Г, Д).

В верхнем эндоконтакте рудоносной части интрузий (см. рисунки 6, А–Г и 9, А) находятся фрагментарные тела лейкократового габбро, верхних контактового (Гвк), такситового (Гвт), пикритового (Гвп) и троктолитового (Гвтр) габбро-долеритов, которые по своему составу и структуре аналогичны породам периферического габбрового силла и являются его реликтами. Они довольно сильно подвержены вторичным изменениям. В них присутствует бедная вкрапленная минерализация халькопирит-пентландит-пирротинового состава, нередко отличающаяся относительно высоким содержанием металлов платиновой группы (см. рис. 9, А). Это дало основание выделять в верхней части рудоносных интрузий особый платиноносный малосульфидный горизонт [16]. В действительности сплошной горизонт отсутствует (см. рис. 8, А), а имеются отдельные тела с платино-медно-никелевой минерализацией, проявляющей явные признаки её флюидного наложения на более ранние породы силла лейкократового габбро, как и на вмещающие их образования, в том числе на так называемые эруптивные брекчии [16].

Надо сказать, что концентрация платиновой минерализации вокруг и в пределах ранее образованных пород (ксенолитов), включённых в платиноносные магматические комплексы, является довольно распространённым фактом (см. рис. 9, Б). Она связана с конвективной миграцией рудоносных флюидов вмещающей магмы к более холодному телу вследствие наличия между ними температурного перепада.

По характеру расположения в рудоносной части интрузива габбровые тела подразделяются на «эндоконтактовые» и «блуждающие» [6, 10]. Большинство

Химический состав лейкократового габбро интрузий Норильского и других районов

Состав	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	46,28	46,95	46,50	47,54	47,82	45,54	47,09	46,14
TiO_2	0,48	0,80	0,72	0,56	2,00	1,06	0,61	3,50
$A1_2O_3$	20,84	19,88	19,51	20,05	19,99	23,39	21,35	20,93
Fe_2O_3	1,72	2,22	2,70	1,58	2,10	1,98	2,05	3,80
FeO	5,16	6,56	6,02	4,93	6,48	6,98	6,44	6,27
MnO	0,08	0,11	0,10	0,08	Сл.	0,27	0,12	–
MgO	5,38	4,63	5,37	4,49	4,94	4,60	4,18	3,70
CaO	11,35	11,43	11,72	11,82	11,65	11,82	12,31	11,30
Na_2O	2,07	2,41	2.39	3,11	3,51	2,50	1,91	2,90
K_2O	1,40	1,56	1,04	1,14	0,67	0,44	0,71	0,60
P	0,02	0,04	0,09	0,08	0,56	0,13	0,20	0,42
S	0,57	0,49	0,06	0,22	–	–	–	–
CO_2	0,39	0,07	0,74	0,75	Нет	–	–	–
H_2O^-	0,36	0,32	0,47	0,49	0,07	0,72	0,56	–
H_2O^+	2,74	2,31	2,35	2,57	0,21	0,62	2,72	0,11
Сумма	98,84	99,78	99,78	99,41	100,0	100,05	100,27	99,67

Примечание. 1 – внутреннее габбро интрузии Норильск I (среднее из 3 анализов); 2 – внешнее габбро интрузии Норильск I (среднее из 5 анализов); 3 – внешнее габбро интрузии горы Чёрная (среднее из 4 анализов); 4 – внутреннее габбро интрузии Талнах (среднее из 2 анализов); 5 – оссипит интрузии Трёхпирамидной горы (23); 6 – порфировидный долерит острова Малл (19); 7 – порфировидный анортитовый диабаз интрузии скалы Амо (18); 8 – витрофировое (оссипитовое) габбро траппов Декана (2); Сл – следы; «–» – не анализировалось; Нет – не установлен.

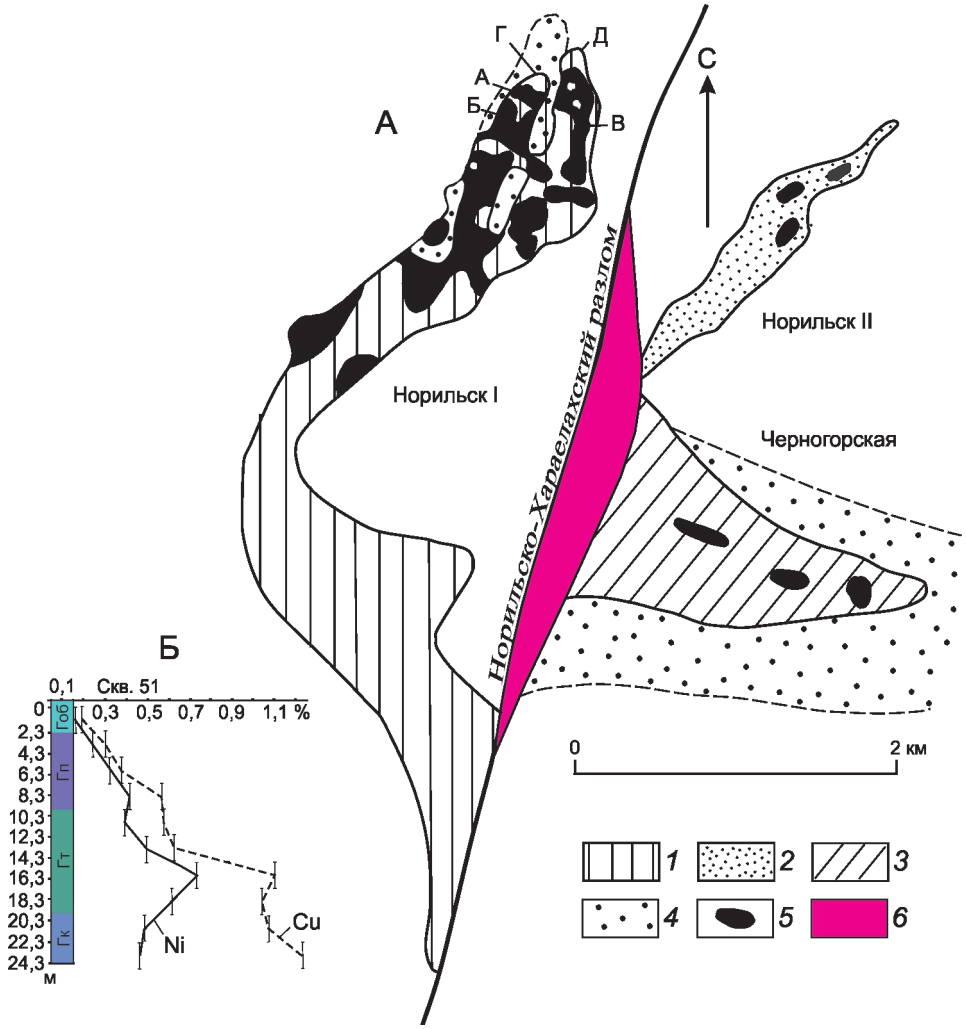


Рис. 5. Размещение рудоносных интрузий в Норильском рудном поле:

А – интрузии: *1* – Норильск I, *2* – Норильск II, *3* – Черногорская; *4* – периферические части интрузий (силлы лейкократового габбро); *5* – «внутреннее» габбро; *6* – перспективная площадь возможного нахождения богатых руд на глубине; Б – изменение содержания никеля и меди в разрезе рудного горизонта месторождения Норильск I, рудник «Угольный ручей», восточный борт центрального карьера, гор. 330 м (данные эксплуатационной разведки); Гоб – оливин-биотитовый, Гп – пикритовый, Гт – такситовый, Гк – контактовый габбро-долериты

габбровых обособлений относится к эндоконтактовым. Они размещаются в верхних частях интрузий (см. рисунки 6, А–В, 8, А и 9, А). Мощность эндоконтактовых тел изменяется от нескольких сантиметров до 90 м, протяжённость от десятков метров до 1,7 км.

Блуждающие габбровые обособления составляют незначительную часть габбровых тел. Они встречаются во всех дифференциатах интрузий в виде включений, нередко с резкими (но безреакционными) границами (см. рис. 4, Ж, З), что указывает на их принадлежность к одной магматической системе. Размеры и морфология этих тел довольно разнообразны. Среди наиболее крупных обособлений (1–5 м по мощности и десятки метров по протяжённости) преобладают уплощённые тела, ориентированные своей длинной осью параллельно контактам окружающих дифференциатов (см. рис. 6, В). Более мелкие (до сантиметровых включений) габбровые обособления имеют неправильную или округлую форму (см. рис. 4, Ж, З).

Таким образом, существуют явные признаки наложения рудоносной части интрузий на периферическую габброидную часть. К ним относятся находящиеся в рудоносных телах крупные и мелкие реликтовые включения отдельных пород силла лейкократового габбро (см. рисунки 4 Ж, З и 6, А–В) и его полнообъёмные фрагменты с наложенной платиновой минерализацией

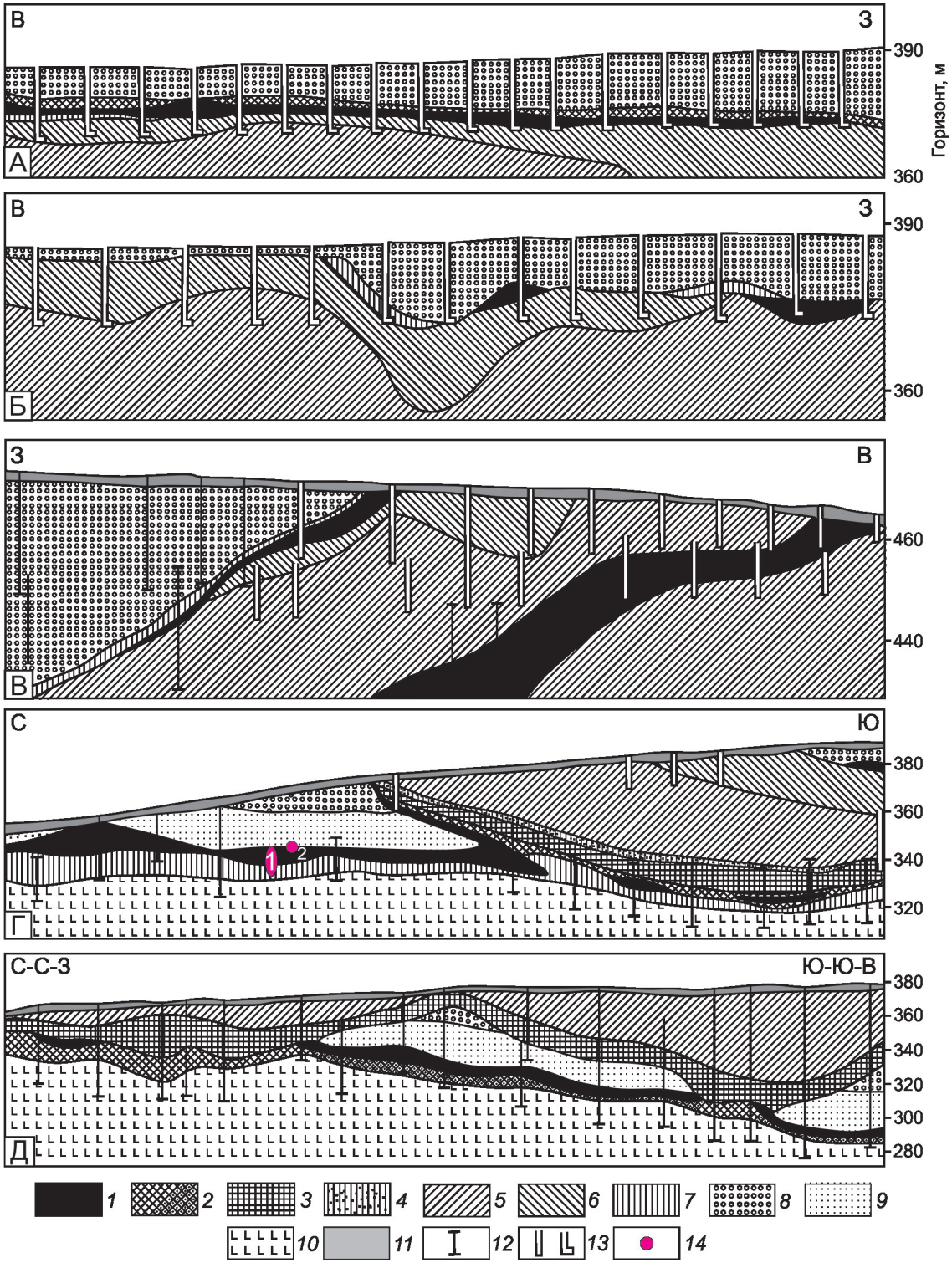


Рис. 6. Разрезы интрузии Норильск I:

1 – лейкократовое габбро; *2* – такситовые и таксито-пойкилоофитовые (с точечным крапом) габбро-долериты; *3* – пикритовый габбро-долерит; *4* – оливин-биотитовый габбро-долерит; *5* – безоливиновый и оливинсодержащий габбро-долериты; *6* – безоливиновый призматически зернистый габбро-долерит и габбро-диорит; *7* – контактовый габбро-долерит; *8* – толеитовый базальт; *9* – лабрадоровый базальт; *10* – андезиновый базальт; *11* – четвертичные отложения; *12* – буровые скважины; *13* – разведочные колодцы; *14* – места фотосъёмок (см. рис. 4, А, И–Л); места расположения разрезов помечены на рис. 5: А, Б, В, Г, Д; горизонтальный масштаб равен вертикальному

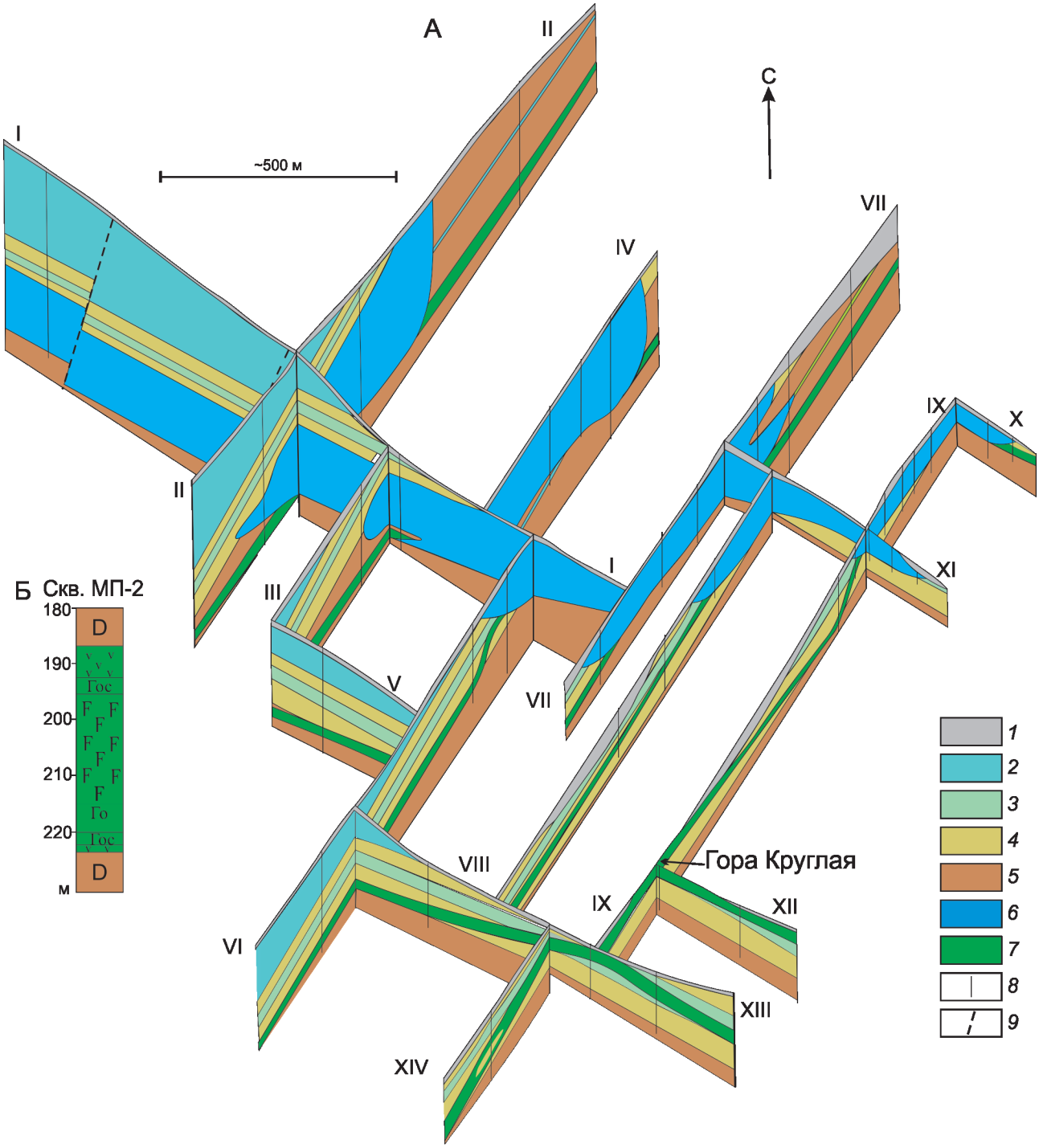


Рис. 7. Разрезы Черногорской интрузии:

А – каркасная диаграмма: *1* – четвертичные отложения; *2* – базальты ивакинской свиты; *3* – титан-авгитовый долерит; *4* – породы Тунгусской серии (песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли); *5* – отложения верхнего девона (известняки, мергели, доломиты); *6* – рудоносный интрузив; *7* – силл лейкократового габбро; *8* – скважины; *9* – разрывные нарушения; римские числа – номера разрезов; Б – разрез габбрового силла [17]: Гос – оливинсодержащий габбро-долерит; F – лейкократовое габбро; v – микродолериты; D – отложения девона

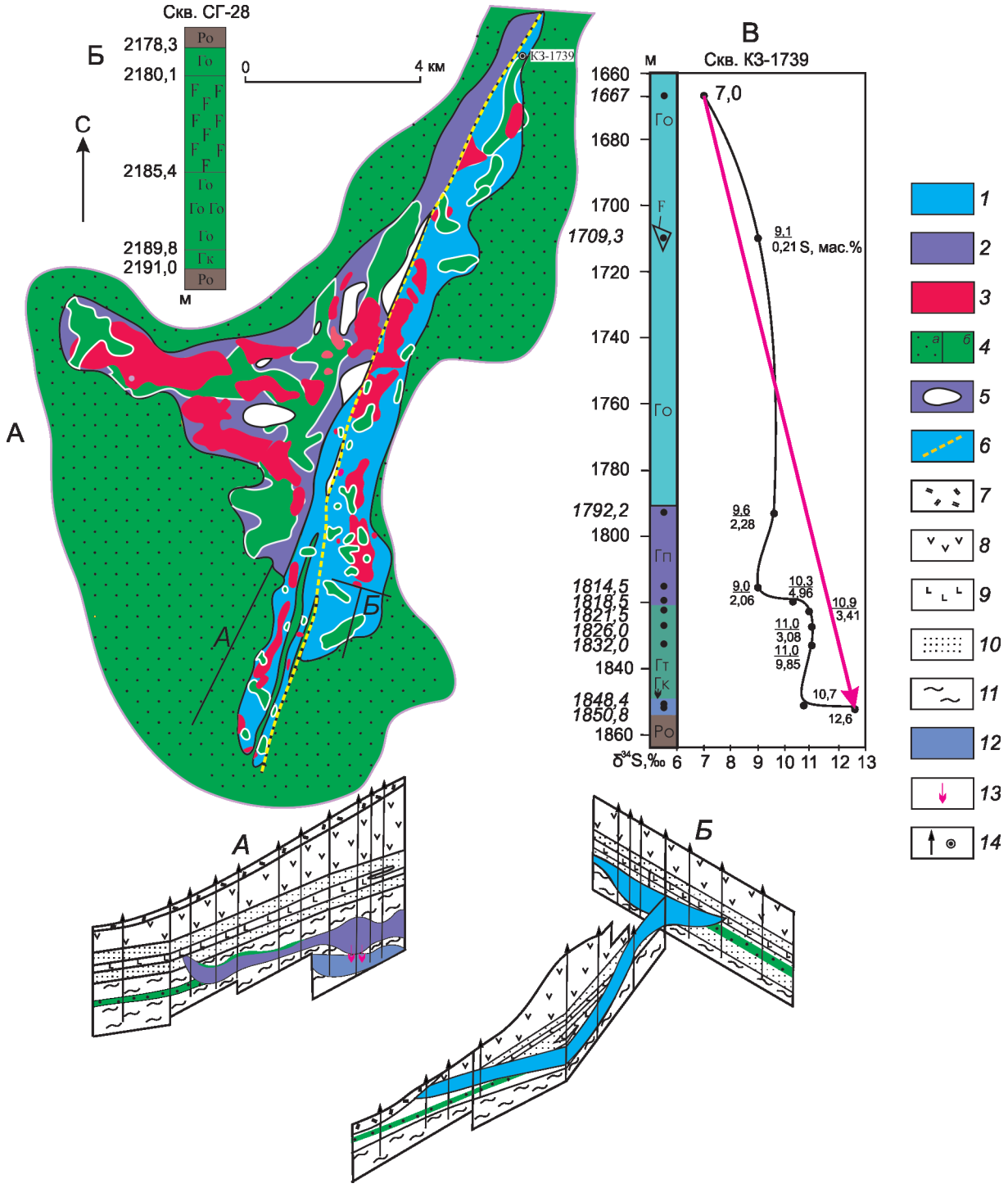


Рис. 8. Талнахское рудное поле:

А – план и разрезы: *1* – Талнахская и *2* – Хараелахская интрузии; *3* – массивные залежи сульфидных руд; *4* – силл лейкократового габбро (*а*) и «внутреннее» габбро (*б*); *5* – участки, где нет интрузивных тел; *6* – Норильско-Хараелахский разлом; *7* – четвертичные отложения; *8* – базальты (пикритовый, порфиритовый, толеитовый, плагиоклазовый, лабрадоровый порфирит, титан-авгитовый, туфы); *9* – долериты; *10* – породы тунгусской серии; *11* – отложения девона; *12* – Нижнеталнахская интрузия; *13* – направление перемещения сульфидного расплава; *14* – буровые скважины; Б – разрез силла лейкократового габбро [17]: Го – оливиновый габбро-долерит; F – лейкократовое габбро; Гк – контактовый габбро-долерит; Ро – роговики; В – изменение изотопного состава серы сульфидов в разрезе Талнахской интрузии [19]: цифры над чертой – $\delta^{34}S$,‰, под чертой – S, мас.%

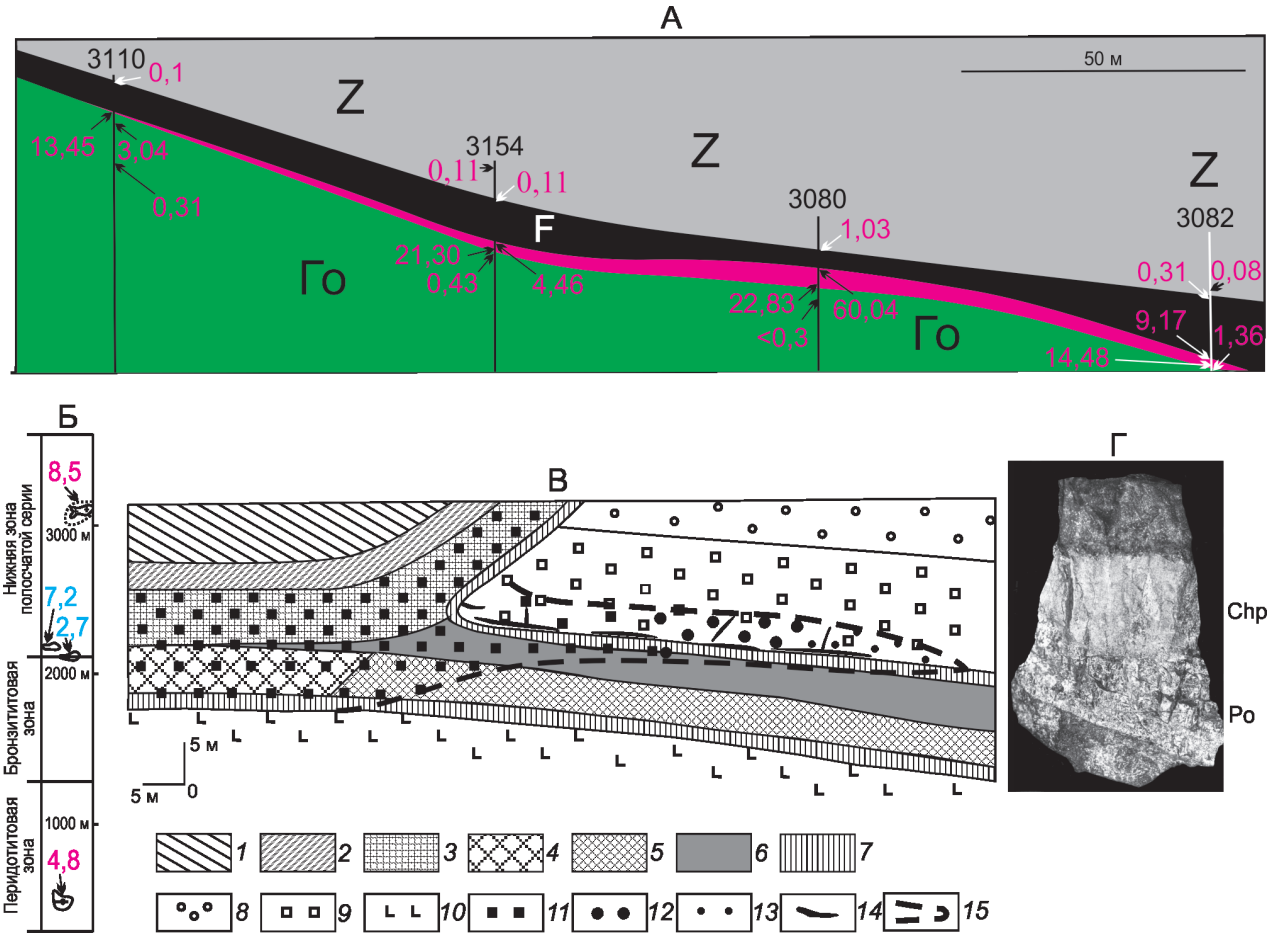


Рис. 9. Наложенная Pt-Cu-Ni минерализация в интрузии Норильск I и в комплексе Стиллуотер, США:

А – минерализованное тело лейкократового габбро верхнего эндоконтакта интрузии Норильск I [16]: Z – базальты, Го – оливиновый габбро-долерит, F – лейкократовое габбро с минерализованным слоем внизу (красное); цифры: чёрные – номера скважин, красные – содержание МПГ, г/т; Б – положение обогащённых МПГ ксенолитовых тел (граниты, песчаники, хромиты) в магматическом комплексе Стиллуотер [24]; цифры: красные – содержание суммы Pt+Pd+Rh, голубые – только Pd, г/т; В – наложенная минерализация на силл лейкократового габбро, зарисовка восточного борта Северо-Восточного карьера рудника Угольный ручей [8]: *1* – офитовый оливиновый габбро-долерит; *2* – пойкилоофитовый оливиновый габбро-долерит; *3* – пикритовый габбро-долерит; *4* – такситовый габбро-долерит; *5* – таксито-пойкилоофитовый габбро-долерит; *6* – лейкократовое габбро; *7* – контактовый габбро-долерит, *8* – толеитовый базальт; *9* – двуплагиоклазовый базальт; *10* – андезито-базальт; оруденение: *11* – пентландит-халькопирит-пирротиновое, *12* – пентландит-халькопиритовое, *13* – существенно халькопиритовое; *14* – массивные руды; *15* – контур распространения наложенных руд; Г – фрагмент ответвления от сульфидной залежи, дифференцированный на пирротиновую часть внизу (Po) и халькопиритовую (Chp) вверху (натуральная величина)

(см. рис. 9, А), а также с наличием в кровле перекрывающих силл осадочных пород с графитизированным углём пласта «Заметный» (см. рис. 4, И–Л). В него как в наиболее ослабленную зону внедрялся кашеобразный материал силла. Имеются участки явного наложения сульфидной минерализации рудоносных тел на породы силла точно так же, как и на породы подстилающих и перекрывающих интрузии осадочных и вулканогенных толщ (см. рис. 9, В).

Существуют также места, где меланократовая часть габбрового силла (таксито-пойкилоофитовый и контактовый габбро долериты), сохраняя мощность и состав, без каких-либо нарушений продолжается такситовым и контактовым горизонтами рудоносной части интрузии (см. рис. 6, Г, Д). А там, где рудоносное тело залегает (поднимается) выше габбрового силла, у него отсутствуют эти породы (Гт и Гк). Здесь находится только пикритовый (Гп) слой с небольшим контактовым подслоем (см. рис. 6, Д). Эти факты указывают на несколько более раннее образование такситового и контактового слоёв по отношению к вышележащим составляющим рудоносной части и на возможную принадлежность их

габбровому силлу, верхняя, преимущественно габброидная часть которого позднее была оттеснена поступающей сульфидоносной магмой к кровле интрузива (см. рис. 6, А–Г).

Несмотря на наличие явных признаков наложения рудоносной части интрузий на передовую габбровую, их принадлежность к одной магматической системе не вызывает сомнения. На это указывают отсутствие термических воздействий поздних на более ранние образования и реакционных взаимоотношений между ними (имеются только механические нарушения). Родство и единство габбровых тел с рудоносной частью интрузий подтверждается также полным сходством их во всех основных геохимических показателях, полученных и приведённых в работе С.Ф.Служеникина и его соавторов [17]. Можно полагать, что не было существенного перерыва во времени образования данных составляющих рудоносных интрузий, а было продолжение в поступлении магмы. К тому же надо иметь в виду, что породы типа лейкократового габбро в принципе не могут кристаллизоваться из самостоятельного магматического расплава и формировать самостоятельные интрузии по той причине, что в природе не существует источника (исходного вещества), который обеспечивал бы зарождение магм со столь высоким содержанием Al_2O_3 до 20 мас.% и более (см. таблицу) [6].

Руды месторождений представлены вкрапленными сульфидами в нижних дифференциатах интрузива, массивными залежами и жилами, расположенными в основном в придонных эндо- и экзоконтактах, и экзоконтактовой преимущественно вкрапленной минерализацией, иногда размещённой в перекрывающих породах.

Рудное вещество характеризуется сложными химическим и минеральным составами и наиболее высокими содержаниями многих ценных компонентов по сравнению с другими подобными месторождениями мира [10, 14]. Кроме главных рудных компонентов (меди, никеля, железа и серы), в них в изоморфных и собственных минеральных формах содержатся кобальт, платина, палладий, родий, рутений, иридий, золото, серебро, кадмий, индий, олово, сурьма, теллур, свинец, таллий, висмут, мышьяк, цинк и др.

Главными рудообразующими минералами являются пирротин (троилит, гексагональный и моноклинный пирротины), халькопирит, пентландит (зернистый пентландит I и пентландит II – продукт распада моносульфидного (mss) и промежуточного (iss) твёрдых растворов), кубанит, талнахит, моихукит, магнетит, ассоциирующие с большим количеством других преимущественно сульфидных минеральных фаз цветных и благородных металлов – борнитом, халькозином, ковеллином, хизлевудитом, миллеритом, годлевскитом, сульфидными, а также металлическими соединениями и твёрдыми растворами минералов платиновой группы (МПГ), железа, никеля, меди, золота, серебра и др.

Во вкрапленных рудах интрузивов среднее содержание никеля составляет 0,4–0,6%, меди 0,6–0,8%, ЭПГ 2–5 г/т. В массивных рудах никель содержится в количестве 2–4%, медь 3–25%, ЭПГ 2–200 г/т.

На долю массивных руд приходится от ≤10 до ≥40% от общей массы сульфидного вещества, составляющего от 3,5% (в Норильской и Талнахской интрузиях) до 8,3% (в Хараелахской интрузии) массы интрузива [10].

Как видно из рис. 2, А, рудное вещество норильских месторождений связано с сульфидоносной мезомафической (MgO 10–12 мас.%) магмой [10]. Можно допустить, что при её зарождении в мантии из сульфидной составляющей исходного материала в расплав переходило (вследствие фракционного плавления при соответствующих благоприятных *P-T* параметрах) повышенное количество меди и металлов платиновой группы, обогащённых наиболее легкоплавким палладием [10, 14]. Совместно с ними, как показано выше, в расплав могло переходить и повышенное количество тяжёлого изотопа ^{34}S. Ориентируясь на уже приведённые экспериментальные данные по нагреву сульфидов, величина обогащения здесь могла достигать ~5‰.

В дальнейшем в поднимающейся магматической колонне поведение веществ могло соответствовать рассмотренным выше закономерностям, главным результатом которых является последующее самообогащение магм рудным веществом и тяжёлым изотопом серы.

О возможности и степени самообогащения рудным веществом магматической колонны приблизительно можно судить по количеству её фронтальной протокумулятивной части – силла лейкократового габбро и внутриинтрузивного («внутреннего») габбро: с увеличением последних увеличиваются первые. Это проявлено в известных рудоносных интрузиях района. Так, в наиболее богатой рудным веществом Хараелахской интрузии на долю передовой протокумулятивной части (лейкократового габбро) приходится наибольшее количество (около 0,7 от общего магматического объёма), в Талнахской – ~0,5, Норильской – ~0,2, а в Черногорской – ~0,6 (см. рис. 1, Б).

Проявляется также прямая связь между количеством лейкократового габбро и составом рудного вещества – содержанием в нём меди и тяжёлого изотопа серы (см. рис. 1, Б). В рудах Хараелахской интрузии содержится больше меди (по отношению к никелю) и ^{34}S, чем в Талнахской, а в последней больше, чем в менее рудоносной интрузии Норильск I.

Исключением является Черногорская интрузия (см. рисунки 1, Б; 5 и 7), в поле которой лейкократового габбро содержится больше, чем в поле Норильского и Талнахского интрузивов, а рудного вещества значительно меньше. Возможная причина этого состоит в том, что в Черногорской интрузии из-за большого скопления рудного вещества (сульфидного расплава) на пути подъёма магматических масс оно не могло быть поднято магмой в верхние горизонты и в конечную камеру внедрения интрузива.

Наблюдаемая прямая связь между количеством лейкократового габбро и рудного вещества, как и содержанием меди и тяжёлого изотопа серы в нём, объясняется тем, что увеличение объёма лейкогаббро в головной части магматической колонны препятствовало (затормаживало вплоть до полного закупоривания и остановки) её подъёму в земную кору и продвижению в ней. Это, в свою очередь, способствовало более длительной и детальной дифференциации магматического материала, приводящей к накоплению рудного вещества и обогащению его медью (по отношению к никелю) и ^{34}S в более глубокой части колонны (см. рисунки 1, Б и 3, Б).

От количества лейкократового габбро зависели также высота подъёма и уровень внедрения магматической колонны, а значит и глубина нахождения интрузий, от которой, в свою очередь, зависит степень их рудоносности. Более глубокие интрузии содержат больше рудного вещества, чем менее глубокие. Это видно на примере реальных рудоносных интрузий Норильского района, выстраивающихся в следующем порядке (с увеличением глубины и количества рудного вещества): Норильск II, Норильск I, Талнахская, Черногорская (?) и Хараелахская (см. рис. 1, Б).

В целом же можно считать, что практически одновременное накопление наиболее тяжёлых рудных веществ (сульфидного расплава, меди и ^{34}S) и наиболее лёгкого силикатного (плагиоклаза) материала вполне закономерно. Каждый из них скапливался под действием силы тяжести: тяжёлое опускалось, а лёгкое поднималось.

Как видно на рисунках 5 и 7, Черногорская интрузия резко обрывается грабеном Норильско-Хараелахского разлома, образованию которого могло способствовать большое скопление здесь рудного вещества. К нему же примыкает погружающаяся часть рудоносной интрузии Норильск II. Не исключено, что «недостающий» рудный материал Черногорской интрузии находится на глубине оконтуренной красным площади (см. рис. 5). Его количество может соответствовать количеству руд Талнахского интрузива, судя по соотношению Г/Г (см. рис. 1, Б).

Сложность обнаружения и использования возможных здесь залежей руд состоит в вероятности их глубокого залегания, недоступного для добычи обычными (применяемыми в настоящее время) методами. Однако не исключено использование в этом случае нетрадиционных способов. Например, технологий переработки руд норильских и других месторождений с применением гидротермальных транспортных процессов [7, 9, 13]. Они позволяют осуществлять поэлементное разделение и вынос веществ с возможностью самопроизвольного подъёма и переноса получаемых продуктов с практически неограниченных глубин и на большие расстояния. Транспорт веществ осуществляется с большой скоростью за счёт конвекции гидротермального раствора, вызываемой наличием температурного перепада. Эти технологии могут быть использованы и для добычи рудных веществ в пределах глубоких горизонтов Талнахского рудного поля.

В представлениях о фракционировании изотопов серы при подъёме магм можно ориентироваться по величинам и разнице значений $\delta^{34}S$ сульфидов силла лейкократового габбро (головной части магматических колонн) и среднего состава сульфидной массы рудоносных частей интрузий. Для силлов лейкократового габбро наиболее низкая величина $\delta^{34}S$ равняется –0,1‰ [1], а среднее значение для рудоносных тел ~8–9‰. То есть разница составляет ~9‰.

При этом надо отметить, что большинство имеющихся в литературе данных по изотопному составу серы сульфидов лейкократового габбро показывает более высокие значения $\delta^{34}S$, близкие к значениям рудоносных тел [17 и др.]. Возможно, что в этих случаях места опробования габбро находились в области геохимического воздействия рудоносных массивов на окружающую среду, границы которого удаляются от источника до нескольких километров [15]. Приведённая же выше величина $\delta^{34}S$, равная –0,1‰, была получена при анализе образца лейкократового габбро горы Круглой, наиболее удалённого от рудоносной части Черногорской интрузии (см. рис. 7).

Условия накопления рудных веществ в конечных камерах внедрения магм имеют решающее значение в образовании Pt-Cu-Ni месторождений. От них зависят место и степень концентрации руд, их качество и общие запасы [10 и др.]. В данной статье по этой стадии затрагиваются только вопросы изотопного фракционирования серы и лишь для конечного периода кристаллизации и становления магматических тел.

Фракционирование изотопов серы в период становления магматических тел (кристаллизации магмы в малоподвижном состоянии) наглядно проявлено в керне скв. КЗ-1739 (см. рис. 8, В), пробурённой в северной части Талнахского интрузива (см. рис. 8, А). В его разрезе, как и в других подобных интрузиях района, имела место отсадка выделений сульфидной жидкости из общего сравнительно гомогенного магматического материала, остатки большей части которого представлены практически бессульфидными и малосульфидными, самыми объёмными дифференциатами: безоливиновым, оливинсодержащим и оливиновым габбро-долеритами. Они составляют около 80% всего магматического материала.

В ходе отсадки в этом объёме и перемещения вниз сульфидная жидкость обогащалась тяжёлым изотопом серы от $\delta^{34}S$ 7,0‰ (в Го, 1660 м) до $\delta^{34}S$ 12,6‰ (в Гк, 1850,8 м). Обогащение происходило в результате оставления в силикатном расплаве (при выделении из него сульфидной жидкости) и отдачи ему сульфидными частицами (при изотопном обмене между ними) преимущественно лёгкого изотопа ^{32}S как энергетически более выгодного и предпочтительного по сравнению с

изотопом ^{34}S [11]. Сульфиды оливинового габбро-долерита со значением $\delta^{34}S$ 7,0‰ сформированы именно растворённой в силикатном расплаве («силикатной») и выделенной в виде сульфидов при его охлаждении серой.

По мере опускания сульфидной жидкости к подошве интрузива она обогащается медью, что свойственно всем рудоносным интрузиям Норильского района, как и другим известным в мире платино-медно-никелевым и платиновым месторождениям [10, 14]. Одновременно вместе с увеличением содержания меди в опускающейся сульфидной жидкости увеличивается количество тяжёлого изотопа ^{34}S (см. рис. 8, В).

Причина обогащения сульфидной жидкости медью состоит в том, что она (сульфидная жидкость) кристаллизуется в широком температурном интервале, составляющем около 200°С и более. Вначале выделяется пирротин (~1190°С), затем пентландит (~1000°С), а в конце халькопирит (≤850°С) и другие минералы меди – борнит, халькозин, ковеллин. Этот температурный, химический и минеральный ряд выдерживается в разрезе рудоносной части интрузивов, в основном вкрапленных руд, кристаллизующихся по мере опускания сульфидной жидкости (см. рис. 5, Б) и в массивных образованиях (см. рис. 9, Г), где медистые (позднее кристаллизующиеся) разности занимают верхние и краевые части залежей.

Как во вкрапленных, так и в массивных сульфидных скоплениях позднекристаллизующаяся медистая фракция под тектоническими воздействиями часто мигрирует от ранее выделившейся и закристаллизованной пентландит-пирротиновой составляющей. В результате образуются пространственно обособленные медистые залежи вкрапленных и сплошных руд, широко проявленные в месторождениях Норильского района [10]. Причём важно отметить, что разделение первично гомогенного сульфидного расплава на богатую железом и богатую медью части (фракции) может происходить ещё в его жидком (предкристаллизационном) состоянии, как это наблюдалось автором в экспериментах [10].

Обогащение медистых составляющих сульфидных руд тяжёлым изотопом ^{34}S связано с теми же причинами – с фракционной дифференциацией и последовательной кристаллизацией сульфидного расплава, при которых ранние фазы обогащаются энергетически более выгодными лёгкими изотопами, а поздние пользуются остатками, обогащёнными тяжёлыми изотопами [11].

С этим фракционированием связано ранее сделанное заключение по норильским месторождениям – чем ниже в рудах отношение Ni/Cu, тем выше в них значение $\delta^{34}S$ [4]. Другой факт, свойственный рудам Талнахского и Хараелахского месторождений, состоит в том, что более глубоко залегающие руды последнего больше обогащены тяжёлым изотопом серы, чем первого (см. рис. 1, Б). Это может быть обусловлено более длительным процессом дифференциации магмы на пути её подъёма, приведшим к увеличению не только значения $\delta^{34}S$, но и объёма и массы сульфидов, как и протоплагиоклаза – лейкократового габбро, присущих Хараелахскому месторождению.

Есть основания предполагать, что сульфиды норильских месторождений изначально (в мантийном источнике) обогащались изотопом ^{34}S при их переходе в расплав, так как они более богаты медью по сравнению с другими месторождениями (см. рис. 2, А).

Таким образом, можно допустить, что накопление рудных веществ и фракционирование изотопов серы норильских месторождений происходило в процессах зарождения магм в мантии, их подъёма в земную кору, перемещения в ней и становления (кристаллизации и дифференциации) в конечных камерах внедрения.

За минимальную величину фракционирования изотопов серы при зарождении магмы – переходе в расплав существенно медистой части исходных сульфидов (см. рис. 2, А) – можно принять данные по нагреву и плавлению природных сульфидов норильских месторождений [10, 11]. Она составляет порядка 3–5‰, то есть на эту величину могли быть обогащены тяжёлым изотопом серы сульфиды норильских рудоносных магм при их зарождении в мантии (по отношению к исходному веществу с условным значением $\delta^{34}S$ 0,0‰).

На пути подъёма магм в земную кору рассмотренные выше их дифференциация с образованием протокристаллического фронта (лейкократового габбро) и фракционирование изотопов серы могли увеличить $\delta^{34}S$ сульфидной фракции до 7–10‰.

Последующие процессы субгоризонтального внедрения магм и становления (кристаллизаци) интрузий в конечных камерах могли приводить к увеличению $\delta^{34}S$ до 12–14‰, то есть до тех значений, которые в реальности имеют норильские Pt-Cu-Ni месторождения.

Из изложенных материалов можно сделать следующие основные выводы.

1. Внутримагматические преобразования норильских рудоносных интрузий могли обеспечить свойственные им скопления руд и обогащённость тяжёлым изотопом серы без ассимиляции вмещающих пород. Для этого требовалась глубинная протокристаллизация магмы на пути её подъёма в пределы земной коры.

2. Специфика норильских рудоносных интрузий и связанных с ними Pt-Cu-Ni месторождений состоит в сочетании большого количества рудного вещества, обогащённого медью и МПГ, повышенного содержания тяжёлого изотопа ^{34}S и наличия больших протокристаллических масс интрателлурического происхождения (лейкократового габбро). Причина специфики связана с особыми условиями зарождения магм, их длительным подъёмом в земную кору и медленным проникновением в конечные камеры внедрения. Они обеспечивались большим скоплением интрателлурического плагиоклаза в головной части магматической колонны,

препятствующего её движению и способствующего накоплению рудных веществ.

3. Состав магм и рудного вещества определялся температурой и степенью плавления мантийного материала при их зарождении и дальнейшей дифференциацией в ходе подъёма в пределы земной коры, поступления в конечные камеры внедрения и становления в них.

4. Интрателлурическое (глубинное) рудонакопление вызывалось многократной сменой «свежих» порций магм во фронтальной зоне их кристаллизации, что способствовало скоплению в ней сульфидного расплава, рудных компонентов и ^{34}S, «собираемых» с большого магматического объёма, многократно превышающего объём проявленных рудоносных интрузий.

5. Объём глубинных образований (лейкократового габбро) может находиться в прямой связи с количеством рудного вещества в интрузивах. Поэтому его следует учитывать при оценке перспективности магматических комплексов. В частности, целесообразно провести анализ на перспективность известных в районе интрузий, содержащих значительное количество лейкократового габбро, но считающихся малоперспективными. Например, к ним относятся итрузивы круглогорского типа [17], Чебичети и др.

6. Выделенная в качестве перспективной площадь, находящаяся на продолжении Черногорской интрузии, заслуживает проведения всесторонних геофизических исследований для выяснения возможности нахождения и добычи глубинных руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Августинчик И.А.* О составе сульфидной минерализации Нижнеталнахского интрузива // Тр. ЦНИГРИ. 1981. Вып. 162. С. 34–41.
2. *Вебман Н.А.* Пути дифференциации в траппах Декана // Геология и петрография трапповых формаций». – М.: Изд-во иностранной литературы, 1950. С. 244–295.
3. *Гриненко Л.Н.* Изотопный состав серы сульфидов некоторых медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Сибирской платформы // Петрология траппов Сибирской платформы. – Л.: Недра, 1967. С. 221–229.
4. *Гриненко Л.Н.* Источники серы никеленосных и безрудных интрузий габбро-долеритов на северо-западе Сибирской платформы // Геология рудных месторождений. 1985. № 1. С. 3–15.
5. *Кеннеди Дж. Р., Рыженко Б.Н.* Влияние давления на эвтектики в системах Fe–FeS // Геохимия. 1973. № 9. С. 1392–1396.
6. *Лихачев А.П.* Роль лейкократового габбро в формировании норильских дифференцированных интрузий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 10. С. 75–89.
7. *Лихачев А.П.* Возможности применения химических транспортных процессов в производстве цветных и благородных металлов // Цветные металлы. 1988. № 12. С. 29–31.
8. *Лихачев А.П.* О горизонтальной зональности экзоконтактовых руд Норильского месторождения // Геология рудных месторождений. 1969. № 3. С. 110–115.
9. *Лихачев А.П.* Теоретические и экспериментальные основы разделения веществ методом гидротермальных транспортных реакций // Теория процессов производства тяжёлых цветных металлов: сб. трудов ГИНЦВЕТМЕТа. 1994. № 1. С. 116–120.
10. *Лихачев А.П.* Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. – М.: Эслан, 2006.
11. *Лихачев А.П.* К вопросам образования, поведения и фракционирования химических элементов, их изотопов и минералов изотопов в природных процессах // Отечественная геология. 2017. № 6. С. 80–93.
12. *Лихачев А.П.* Непроизвольная сущность геологических и других природных процессов и определяющая роль воды в их проявлении // Отечественная геология. 2018. № 6. С. 67–76.
13. *Лихачев А.П., Толмачева Н.С., Кресан Ю.И.* Способ выделения железа и серы из медно-никелевых руд // Госкомизобретений СССР. 1990. Авт. свидетельство № 1637343.
14. *Налдретт А.Дж.* Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. – СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003.
15. *Рябов В.В.* Структура геохимического поля медно-никелевых месторождений Норильского типа. – М., 2010.
16. *Служеникин С.Ф.* Малосульфидное платиновое оруденение в дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивах Норильского района // Автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. – М.: ИГЕМ РАН, 2000.
17. *Служеникин С. Ф., Малич К. Н., Григорьева А.* В. Базит-гипербазитовые дифференцированные интрузии круглогорского типа: петрология и рудоносность (Норильский район) // Петрология. 2018. Т. 26. № 3. С. 282–316.
18. *Соболев В.С.* Петрология траппов Сибирской платформы // Тр. АНИИ. Т. 43. 1936.
19. *Li C., Ripley E. M., Naldrett A.J.* Compositional variations of olivine and sulfur isotopes in the Noril'sk and Talnakh intrusions, Siberia: implications for ore-forming processes in dynamic magma conduits // Economic Geology. 2003. Vol. 98. P. 69–86.
20. *Li C., Ripley E. M.* Sulfur contents at sulfide-liquid or anhydrite saturation in silicate melts: empirical equations and example applications // Economic Geology. 2009. Vol. 104. P. 405–412.
21. *Likhachev A.P.* Ore-bearing intrusions of the Noril'sk region // Proceedings of the Sudbery–Noril'sk symposium. – Ontario, 1994. Special Vol. 5. P. 185–201.
22. *Pirsson L.V.* Petrography of Tripyramid Mountain // Amer. Journ. of Sci. Vol. XXXI. No. 185, 1911. P. 405–431.
23. *Sharp W.E.* Melting curves of sphalerite, galena and pyrrhotite and decomposition curve of pyrite between 30–65 kilobars // J. Geophys. Res. 1969. Vol. 74. No. 6. P. 1646–1652.
24. *Stillwater* Complex. Spec. Publication 92. U.S. Geol. Survey. 1985.
25. *Tertiary* and Post-Tertiary geology of Mull, Loch Aline and Oban. Mem. / E.B.Bailey, H.H.Thomas et al. // Geol. Surv. Scotl. 1924.
26. *Wyllie P.J.* Experimental limits for melting in the Earth's crust and upper mantle // Geophysical Monograph Series. 1971. P. 279–301.