

ИСТОЧНИК СЕРЫ СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ТРАППАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

В.В. Рябов, О.Н. Симонов*, С.Г. Снисар*, А.А. Боровиков

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Котляго, 3, Россия*

**ООО Норильск-геология, 663330, Красноярский край, Норильск, пл. Гвардейская, 2, Россия*

Обсуждается вопрос источника серы огромных объемов сульфидов в месторождениях-гигантах норильского типа. Дается обзор состояния проблемы и критический анализ существующих гипотез. Рассматриваются особенности распределения $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах рудопоявлений, мелких и крупных месторождений, а также в сульфатах нормально-осадочного, метаморфогенного и гипогенного типов. Приводится большой объем новых данных $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов и сульфатов в различных месторождениях, а также в вулканогенных и терригенных породах, в углях, графитах и метасоматитах. Основное внимание уделено объектам Норильского и Курейского рудных районов. $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов в породах и рудах варьирует от -14.0 до $+22.5$ ‰, ангидритов от 15.3 до 33.0 ‰. В сульфид-сульфатных сростаниях и ассоциациях $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов изменяется в диапазоне 4.2 — 14.6 ‰, ангидритов 15.3 — 21.3 ‰. Наиболее изотопно-тяжелая сера обнаружена в жилах пирротина в базальтах — $\delta^{34}\text{S} = 21.6$ ‰, а сульфатов — в жилах, секущих доломиты, $\delta^{34}\text{S} = 33$ ‰ и в кальдере проседания в базальтах $\delta^{34}\text{S} = 23.2$ — 25.2 ‰. Тяжелый $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов 17.7 ‰ ($n = 15$) установлен в сульфидных рудах интрузии Центральная-Шилки. Термобарогеохимические исследования ангидритов показали наличие в них различных типов включений, гомогенизация которых происходит в диапазоне температур от 685 до 80 °С. В ассоциации с метаморфогенным и гипогенным ангидритом отмечается углеродистое вещество, а в гипогенных ангидритах обнаружены включения солевых расплавов с хлоридами. Предполагается, что источником серы сульфидных месторождений в траппах была сульфатная сера осадочных пород ($\delta^{34}\text{S} = 22$ — 24 ‰). Ассимиляция сульфатов базальтовым расплавом не имела места. Происходило «пропаривание» осадочных ангидритов углеводородами, которое приводило к реакциям сульфатредукции и фракционирования $\delta^{34}\text{S}$. В результате изотопно-легкая сера накапливалась в сероводороде и сульфидах, изотопно-тяжелая выносилась сульфатно-кальциевым водным раствором, а «остаточный» после реакции метаморфогенный ангидрит в сравнении с осадочным приобретал облегченный изотопный состав. Широкие вариации $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах и сульфатах обусловлены изменением физико-химических параметров состояния рудообразующей системы в процессе сульфатредукции, главными из которых являются температура и P_{CH_4} . Ресурсы углеводородов в регионе были достаточны для осуществления крупномасштабного процесса рудообразования.

Сера, сульфатредукция, изотопный состав серы, сульфидные месторождения, ангидрит, Норильский район.

THE SOURCE OF SULFUR IN SULFIDE DEPOSITS IN THE SIBERIAN PLATFORM TRAPS (from isotope data)

V.V. Ryabov, O.N. Simonov, S.G. Snisar, and A.A. Borovikov

The source of sulfur in giant Norilsk-type sulfide deposits is discussed. A review of the state of the problem and a critical analysis of existing hypotheses are made. The distribution of $\delta^{34}\text{S}$ in sulfides of ore occurrences and small and large deposits and in normal sedimentary, metamorphogenic, and hypogene sulfates is considered. A large number of new $\delta^{34}\text{S}$ data for sulfides and sulfates in various deposits, volcanic and terrigenous rocks, coals, graphites, and metasomatites are presented. The main attention is focused on the objects of the Norilsk and Kureika ore districts. The $\delta^{34}\text{S}$ value varies from -14 to $+22.5$ ‰ in sulfides of rocks and ores and from 15.3 to 33 ‰ in anhydrites. In sulfide-sulfate intergrowths and assemblages, $\delta^{34}\text{S}$ is within 4.2 — 14.6 ‰ in sulfides and within 15.3 — 21.3 ‰ in anhydrites. The most isotopically heavy sulfur was found in pyrrhotite veins in basalts ($\delta^{34}\text{S} = 21.6$ ‰), in sulfate veins cutting dolomites ($\delta^{34}\text{S} = 33$ ‰), and in subsidence caldera sulfates in basalts ($\delta^{34}\text{S} = 23.2$ — 25.2 ‰). Sulfide ores of the Tsentral'naya Shilki intrusion have a heavy sulfur isotope composition ($\delta^{34}\text{S} = 17.7$ ‰ ($n = 15$)). Thermobarogeochemical studies of anhydrites have revealed inclusions of different types with homogenization temperatures ranging from 685 °C to 80 °C. Metamorphogenic and hypogene anhydrites are associated with a carbonaceous substance, and hypogene anhydrites have inclusions of chloride-containing salt melts. We assume that sulfur in the trap sulfide deposits was introduced with sulfates of sedimentary rocks ($\delta^{34}\text{S} = 22$ — 24 ‰). No assimilation of sulfates by basaltic melt took place. The sedimentary anhydrites were "steamed" by hydrocarbons, which led to sulfate reduction and $\delta^{34}\text{S}$ fractionation. As a result, isotopically light sulfur accumulated in sulfides and hydrogen sulfide, isotopically heavy sulfur was removed

by aqueous calcium sulfate solution, and “residual” metamorphogenic anhydrite acquired a lighter sulfur isotope composition as compared with the sedimentary one. The wide variations in $\delta^{34}\text{S}$ in sulfides and sulfates are due to changes in the physicochemical parameters of the ore-forming system (first of all, temperature and P_{CH_4}) during the sulfate reduction. The regional hydrocarbon resources were sufficient for large-scale ore formation.

Sulfur, sulfate reduction, sulfur isotope composition, sulfide deposits, anhydrite, Norilsk district

ВВЕДЕНИЕ

В траппах северо-запада Сибирской платформы находятся мелкие, средние и крупные Pt-Cu-Ni сульфидные месторождения и месторождения-гиганты Октябрьское, Талнахское и Норильск-I, связанные с расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузиями. Научный и практический интерес геологов к этим объектам не ослабевает на протяжении многих десятилетий. К настоящему времени по этим месторождениям накопился богатейший фактографический и аналитический материал, но, несмотря на это, вопрос их происхождения до сих пор не решен и продолжает обсуждаться в геологической литературе. Одной из основных проблем сульфидного рудообразования является сера: ее источник, огромный объем сульфидов в месторождениях-гигантах и тяжелый изотопный состав.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Относительно генезиса сульфидных месторождений существуют различные точки зрения. Долгое время считалось, что сера норильских месторождений была растворена в базальтовом расплаве, а сульфидная жидкость отделилась от силикатной в результате ликвации. Однако растворимость серы в базальтовом расплаве настолько мала (0.10—0.15 мас. %), что даже в благоприятных условиях может быть сформировано только рудопроявление или мелкое месторождение. После открытия сульфидных месторождений-гигантов Талнахского рудного узла вопрос об источнике серы приобрел особую актуальность и стал предметом многолетних дискуссий.

Известно, что большинство сульфидных месторождений мира по $\delta^{34}\text{S}$ группируются около метеоритного уровня. 75 % всех изученных месторождений имеют $\delta^{34}\text{S}$ от +6 до -4 ‰ [Гриненко, Гриненко, 1974]. В рудах норильских месторождений сульфиды обогащены тяжелым изотопом ^{34}S в среднем до 8—11 ‰ [Виноградов, Гриненко, 1966]. Это явилось основанием предполагать в качестве источника сульфидной серы сульфатную серу ангидрита эвапоритов, которая была ассимилирована расплавом [Годлевский, Гриненко, 1963; Виноградов, Гриненко, 1964; Гриненко, Гриненко, 1974; Налдретт, 2003].

Относительно вероятных восстановителей сульфатной серы высказывались различные варианты, но они считались недостаточно обоснованными [Аплов, 2001; Маракушев и др., 2003; и др.]. Расчеты показали, что ассимиляция больших объемов сульфатов нереальна, поскольку она «превратит магматическую массу в гибрид, неспособный к дальнейшему перемещению и какой-либо последующей эволюции» [Лихачев, 2002, с. 17]. Цитируемый автор полагает, что сера изначально имела тяжелый изотопный состав и поступала из верхней части земного ядра.

Принимая во внимание состояние проблемы, основной целью настоящей статьи является выяснение источника серы сульфидных месторождений, связанных с траппами, на основании новых фактографических данных и материалов по $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов и сульфатов.

КАМЕННЫЙ И АНАЛИТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Каменный материал собран сотрудниками геологического отряда ИГМ СО РАН при проведении полевых работ в разных районах траппового поля платформы. Основное внимание уделяется новым данным по Курейскому и Норильскому рудным районам.

Изотопные анализы серы производились в лабораториях ИГМ СО РАН и ДВГИ РАН с использованием газового масс-спектрометра Finnigan MAT Delta и международных стандартов. Состав включений в ангидритах определялся в ИГМ СО РАН методами LA-ICP-MS и сканирующей электронной микроскопии с использованием масс-спектрометров Agilent 7500s ICP-MS и ELEMENT-2 FINNIGAN MAT с системой лазерной абляции New Wave UP213 и LEO 1450.

Финансирование экспедиционных работ и аналитических исследований осуществлялось ООО «Норильскгеология» ПАО «НГМК “Норильский никель”».

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ СУЛЬФИДОВ В ТРАППАХ

Породы северо-запада Сибирской платформы «заражены» сульфидами, которые находятся в интрузивных траппах, в вулканогенных, осадочных и метаморфических породах и в метасоматитах. Мате-

риалы о $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов многочисленных интрузий региона приводятся в публикациях, ссылки на которые будут приведены ниже.

Сульфидные рудопрооявления и мелкие месторождения. Объекты этого типа обычно имеют небольшое количество сульфидов (0.5—5.0 %), низкое содержание серы и сравнительно устойчивый изотопно-легкий состав серы $\delta^{34}\text{S}$ от 0 до 6 ‰.

В интрузиях северного и восточного бортов Тунгусской синеклизы $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов составляет 4.5 ‰ ($n = 20$) [Гриненко и др., 1976]. В Норильско-Хараелахском прогибе в интрузии Далдыкан сульфиды имеют $\delta^{34}\text{S} = 3.6 \pm 0.4$ ‰ ($n = 16$), в интрузии горы Путаная 3.9 ± 1.9 ‰ ($n = 4$), в интрузиях по скв. Ф-81 2.0 ± 0.3 ‰, по скв. Ф-88 4.1 ± 1.4 ‰ [Гриненко, 1985]. Наряду с характерным для сульфидов непродуктивных интрузий облегченным $\delta^{34}\text{S}$ в этих же объектах эпизодически встречаются сульфиды с тяжелым $\delta^{34}\text{S}$. Например, в Ханарской интрузии при среднем составе $\delta^{34}\text{S} = 4.5$ ‰ ($n = 9$) имеется анализ с величиной $\delta^{34}\text{S} = 27.7$ ‰.

В сульфидах расслоенных магнезиальных интрузий отмечается небольшое утяжеление среднего состава $\delta^{34}\text{S}$. В Нижнеталнахской интрузии основная масса сульфидов имеет $\delta^{34}\text{S} = 5.8$ ‰ ($n = 18$), в двух анализах $\delta^{34}\text{S} = 10.4$ и 12.9 ‰ [Августинчик, 1981]. В интрузии Зеленая Грива $\delta^{34}\text{S} = 5.9$ ‰ ($n = 9$), а в Пясинско-Вологочанской $\delta^{34}\text{S} = 5.5$ ‰ ($n = 39$) [Гриненко, 1985]. В одном из разрезов Пясинско-Вологочанской интрузии сульфиды центральных частей магматического тела имеют $\delta^{34}\text{S} = 0—5$ ‰ (2.6 ‰ $n = 13$), а в контактовых зонах: в верхней $\delta^{34}\text{S} = 8.5$ ‰, в нижней $\delta^{34}\text{S} = 8$ ‰ [Гриненко, 1987].

В сульфидах мелких и средних месторождений $\delta^{34}\text{S}$ утяжеляется и составляет: в интрузии Имангда 6.8 ‰ ($n = 5$), в интрузии г. Черной 7.6 ‰ ($n = 18$), в интрузии Мантур 7.8 ‰ ($n = 25$) [Гриненко, 1985]. В каплевидных сульфидных вкрапленниках интрузий Хунгтукун, горы Озерная, ручьев Темный и Рудничный Камень $\delta^{34}\text{S}$ варьирует от 7.3 до 10.3 ‰ (табл. 1).

Сульфидные Pt-Cu-Ni месторождения норильского типа. Сульфиды крупных месторождений норильского типа имеют сравнительно широкий общий диапазон вариаций $\delta^{34}\text{S}$ и изотопно-тяжелый средний состав. В месторождении Норильск-I диапазон $\delta^{34}\text{S}$ (‰) составляет 6—12 (ср. 8.2), в Талнахском 2—16 (ср. 8.7), в Октябрьском 8—19 (ср. 11.6) [Гриненко, 1966; Горбачев, Гриненко, 1973; Гриненко, Гриненко, 1974; Аглонов, 2001; и др.]. Представление о $\delta^{34}\text{S}$ Талнахского месторождения дает гистограмма (рис. 1, а). Сходную конфигурацию имеют гистограммы по сульфидам месторождений Норильск-I и Октябрьскому [Гриненко, Гриненко, 1974].

Pt-малосульфидное месторождение Талнахского рудного узла. Количество сульфидов в породах месторождения составляет 1—3 %, реже до 5—7 %. $\delta^{34}\text{S}$ в рудах приводился ранее [Ryabov et al., 2014]. С учетом новых данных (см. табл. 1) изменение $\delta^{34}\text{S}$ охватывает диапазон от 6.3 до 18.9 ‰ (см. рис. 1, б). В этих рудах наиболее изотопно-тяжелую серу имеют сульфиды из контактового микродолерита.

КУРЕЙСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

В этом районе выделяются три рудных узла с сульфидной минерализацией: Галель-Кулюмбинский (ГКРУ), Курейско-Горбиачинский (КГРУ) и Нижнекурейский (НКРУ). Сульфиды образуют вкрапленные, прожилково-вкрапленные и сплошные руды в интрузивных породах, а также в метасоматически измененных вулканогенных и осадочных породах (рис. 2). Характерной особенностью интрузий курейского интрузивного комплекса является нахождение в габбро-долеритах небольших по размеру гомогенных включений микродолеритов с обильной вкрапленностью мелких шариков пирротина диаметром от 3—5 до 0.5—1.0 мм и менее (см. рис. 2) [Рябов, 2016]. В долинах ручьев и рек Курейского района нередко встречаются валуны с вкрапленной и сплошной сульфидной минерализацией. Главным минералом сульфидных руд района является пирротин, в небольших количествах присутствуют халькопирит, кубанит, пентландит и пирит.

Информация о $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов некоторых интрузий этого района опубликована в статьях [Гриненко, 1967, 1987; Гриненко, Гриненко, 1974; Кузьмин, Туганова, 1977]. Новые анализы приведены в табл. 1. Прокомментируем основные результаты.

В габбро-долеритах НКРУ изотопно-легкая сера определена в сульфидах интрузий: Нижний-I $\delta^{34}\text{S} = 4.2$ ‰ ($n = 7$) и Первого порога р. Курейка $\delta^{34}\text{S} = 4.6$ ‰ ($n = 18$) [Гриненко, 1985]. В других интрузиях, а также в сплошных сульфидных рудах из трещинных зон НКРУ сера имеет тяжелый изотопный состав ($\delta^{34}\text{S} = 10.8—22.5$ ‰) (см. табл. 1).

Вариации $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах из различных пород КГРУ охватывают диапазон от -14 до +20.4 ‰ (см. табл. 1). Изотопно-легкая сера сульфидов определена в габбро-долеритах интрузии Джалтул-Западный $\delta^{34}\text{S} = 0.2$ ‰ ($n = 4$), а наиболее тяжелая $\delta^{34}\text{S} = 17.2—18.5$ ‰ в интрузиях Центральная-Шилки и $\delta^{34}\text{S} = 17.5$ ‰ Дюгуми. В сульфидных шариках гомогенных включений $\delta^{34}\text{S}$ (‰) варьирует и составляет: в интрузии Джалтул-Западный 0.2, горы Озерная 3.1—3.8, Джалтул-Южный 5—13, Дюгуми и Центральная-Шилки 19.1—19.6 (см. табл. 1).

Наиболее богатой сульфидами в КГРУ является интрузия Центральная-Шилки. Мощность рудонесных пород здесь достигает 100 м (рис. 3). Сульфиды образуют интерстиционную и каплевидную вкрапленность и прожилки мощностью 5—20 см. Величина $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов вкрапленных руд 17.3 ‰ ($n = 8$), сплошных руд 18.6 ‰ ($n = 5$). Интрузия сечется дайкой долеритов с вкрапленностью сульфидов, которые имеют $\delta^{34}\text{S} = 11.8$ ‰.

Сплошные сульфидные руды в трещинных зонах. Сульфидные жилы отмечаются в ближнем экзоконтакте интрузий во вмещающих породах, а также в трещинах терригенных и вулканогенных пород.

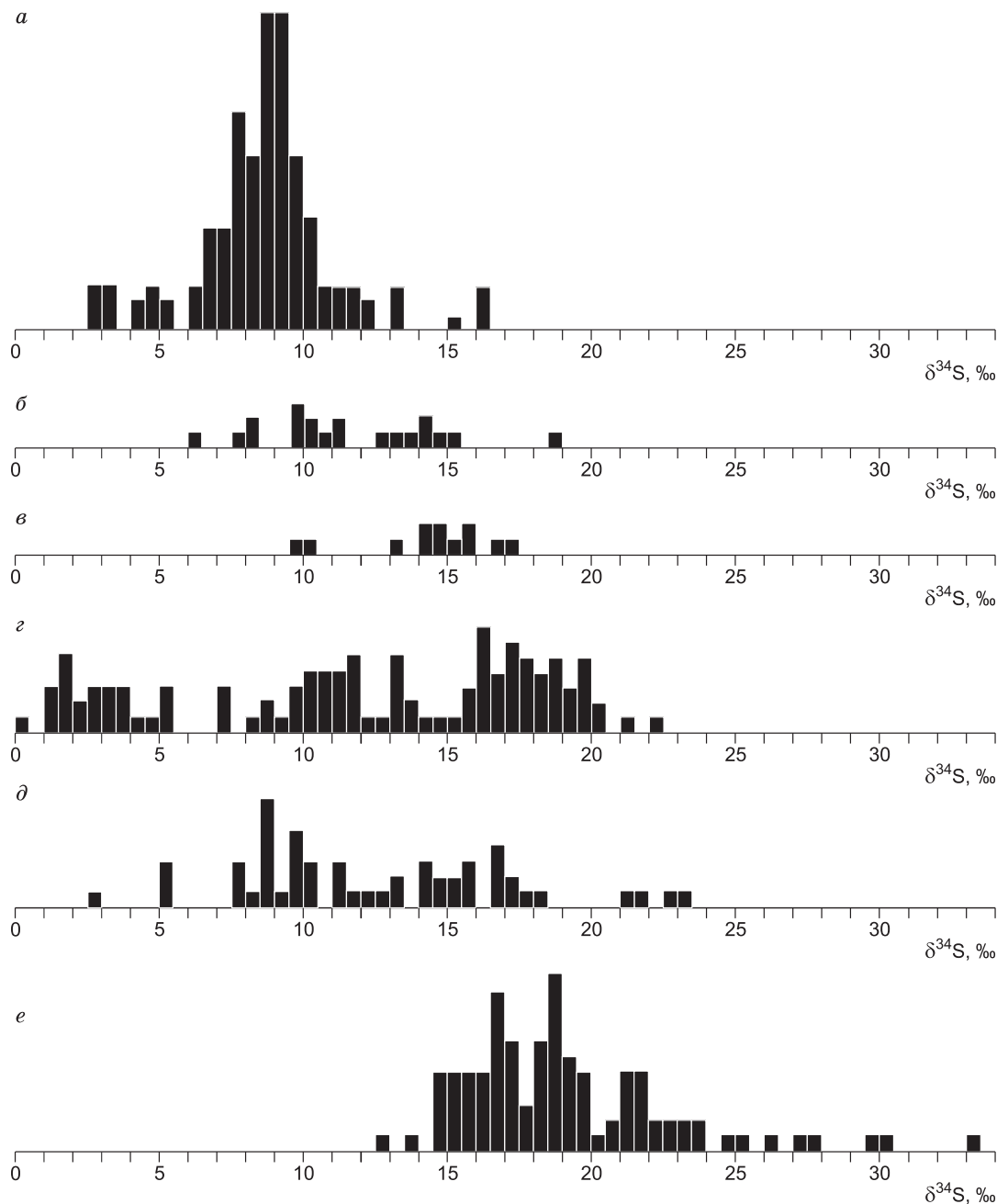


Рис. 1. Гистограммы изотопного состава серы сульфидов и сульфатов северо-запада Сибирской платформы.

Сульфиды *a—d*: *a* — вкрапленные и сплошные руды Талнахского Pt-Cu-Ni сульфидного месторождения [Гриненко, Гриненко, 1974], *б* — Pt-малосульфидные руды Талнахского месторождения [Ryabov et al., 2014] (см. табл. 1); *в* — метасоматиты верхнего экзоконтакта Верхнеталнахской интрузии в районе Талнахского месторождения [Ryabov et al., 2014] (см. табл. 1), *г* — вкрапленные и сплошные руды в интрузиях Курейского рудного поля [Гриненко, 1967] (см. табл. 1), *д* — метаморфизованные угленосные терригенные породы и графиты [Гриненко, 1967; Ryabov et al., 2014] (см. табл. 1); сульфаты: *е* — сульфаты без разделения на генетические типы из пород и руд северо-запада Сибирской платформы [Аплов, 2001] (табл. 2, 3).

Таблица 1. **Изотопный состав серы ($\Delta^{34}\text{S}$) сульфидов северо-запада Сибирской платформы**

№ образца	Минерал	$\delta^{34}\text{S}_{\text{СДТ}}$ ‰	Интрузия, рудный узел (форма нахождения)
1	2	3	4
Верхняя эндоконтактовая зона Верхнеталнахской интрузии			
ЮВС-600	Po	18.9	Вкрап. в микродолерите, ТРУ
ЮВС-604	Pyr	14.5	Вкрап. в лейкогаббро, ТРУ
ЮВС-607	»	15.3	Жила в графитовом лейкогаббро, ТРУ
Сульфидная вкрапленность в габбро-долеритах			
Хунг-178К	Po	9.8	Хунгтукун, МКП
КГ-277	»	7.3	гора Рудничный Камень, НКРУ
ПС-57/17	Ср+Po	10	руч. Темный, НКРУ
ОВ-36/1500.9	»	9	Пясинско-Вологочанская, ВГУ
ОЗ-182	Po	10.3	гора Озерная, КГРУ
ОКГ-30/381.8	Ср+Po+Pn	1.3	Джалтул-Западный, КГРУ
ОКГ-30/381.8	Ср	1.9	»
ОКГ-32/330.8	Po	-6.2	»
ОКГ-30/225	Ср	3.8	»
ОКГ-48/228	Ср+Po+Pn	17.5	Дюгуми, КГРУ
Г-216	Po	17.4	Центральная-Шилки, КГРУ
Г-350	»	18.5	»
ОКГ-63/414.2	Ср+Po	17.2	»
ОКГ-65/591.1	»	17.6	»
ОКГ-65/595.6	»	18.1	»
ОКГ-65/628.3	»	17.6	»
ОКГ-65/628.3S-1	»	17.5	»
ОКГ-65/649.3	»	16.8	»
ОКГ-65/650.8	»	16	»
ОКГ-65/665.3	»	16.3	»
ОКГ-65/693.9	»	18.6	»
ДЖ-102	Po	11.8	р. Шилки, дайка секущая ЦШИ, КГРУ
Сульфидные шарики в микродолеритах гомеогенных включений в габбродолеритах			
ОЗ-165	Tr	3.1	гора Озерная, КГРУ
ОЗ-166	Po	3.8	»
ДЖ-41	»	0.2	Джалтул-Западный, КГРУ
ОКГ-41/135.3	»	19.1	Дюгуми, КГРУ
ДЖ-195	»	5	Джалтул-Южный, КГРУ
ДЖ-200	»	13	»
ДЖ-218	Ср+Po	10	Джалтул-Южный, экзоконтакт, КГРУ
ОКГ-65/617.9	Po	19.6	Центральная-Шилки, КГРУ
Сплошные руды в габбродолеритах			
ХЛ-1	Ср+Po	17.9	Галель, ГКРУ
ОКГ-65/589.7кр	Ср	19.9	Центральная-Шилки, КГРУ
ОКГ-65/589.7ц	Po	18.9	»
ОКГ-65/601.9	»	15.5	»
ОКГ-65/601.9	Pyr	18.7	»
ОКГ-65/626.8-СУ	Ср+Po	16.8	»
ОКГ-65/632-СУ	»	17.2	»
ОКГ-65/673.8-СУ	»	20.4	»
Сплошные сульфидные руды в экзоконтакте интрузий			
ЕР-2013С	Ср	9.7	В графите, рудник Северный, ТРУ
У-59/15.55	Ср+Po	8.2	В аргиллите, руч. Тёмный, НКРУ
Г-3	Po	16.8	В доломите, Среднегорбиачинская, КГРУ

1	2	3	4
Сплошные сульфидные руды в трещинных зонах			
ДЖ-28	Po	11.2	Джалтул-Южный, КГРУ
ДЖ-196	»	16.3	»
КГ-36	Tr	22.5	р. Пелядка, район о. Баянова, НКРУ
КГ-37	»	11.9	»
КГ-40	»	10.8	»
Г-138	Po	18.1	р. Горбиачин, сред. теч., КГРУ
Г-139	Ср+Po	16.5	»
Г-142	Po	18.9	»
Г-174	»	16.3	Верхнегорбиачинская, ВГРУ
Г-214	Cub	14.6	»
Сплошные сульфидные руды в диатремах			
ДЖ-77	Po	17.3	руч. Каньонный, КГРУ
ДЖ-111	»	16.4	»
ДЖ-114	»	16.3	»
Г-345	»	10.9	руч. Хикчалэ, КГРУ
ДП-7/90	Pyg	8.8	руч. Хикчалэ, КГРУ
ВПЛ-58	»	13.4	тр. Магнетитовая, ЮНРУ
ВПЛ-74	Po	12.2	»
	»	16.8	тр. Пирротиновая, ЮНРУ
Сульфидная вкрапленность и жилы в базальтах			
ОВ-35/921	Po	18.3	Вологочанская мульда (вкрапленность)
ХАН-546	»	19.7	гора Логанчи, Курейская мульда (жила)
ХАН-542	»	21.5	»
ХАН-543	»	19.8	»
ХАН-545в	»	20.1	»
Сульфидная вкрапленность и жилы в метасоматитах по терригенным породам			
КЗ-684/400	Po	15.8	Метакристаллит в углистом аргиллите, ТРУ
КЗ-1417/1391.8	»	14.4	Вкрап. в метасоматите, ТРУ
КЗ-1513/1469.3	»	17.1	Жила в ороговик. углист. аргиллите, ТРУ
КГ-147	Tr	21	Скаполитовый скарн, р. Пелядка, НКРУ
КГ-77	»	21.6	Песчаник, р. Пелядка, НКРУ
КГ-65	Po	18.2	Скарн, р. Пелядка, НКРУ
ОКГ-48/35.5п	»	-14	Джалтул-Западный, КГРУ (центр жилы)
ОКГ-48/35.5х	Ср	-11.5	Джалтул-Западный, КГРУ (край жилы)
ОКГ-45/538.2	Po	8.7	Дюгуми, КГРУ (жила в аргиллите)
Сульфидная вкрапленность и жилы в графитах			
КГ-351С	Pyg	16.8	Курейский графитовый рудник
КГ-358	Po	17.5	»
КГ-390	Pyg	17.1	»
КГ-236	»	14,9	Жила, Курейский графитовый рудник

Примечание. Анализы выполнены в АЦ ИГМ СО РАН, аналитики М.Н. Колбасова, А.П. Перцева, В.Н. Реутский и в ДВГИ РАН, аналитик А.Н. Игнатъев. Рудные узлы: ПВРУ — Пясинско-Вологочанский, ВГРУ — Верхнегорбиачинский, КГРУ — Курейско-Горбиачинский, НКРУ — Нижнекурейский, ТРУ — Талнахский, ЮНРУ — Южно-Норильский, МКП — Маймеча-Котуйская провинция. Po — пирротин, Pyg — пирит, Ср — халькопирит, Pn — пентландит, Cub — кубанит, Tr — троилит.

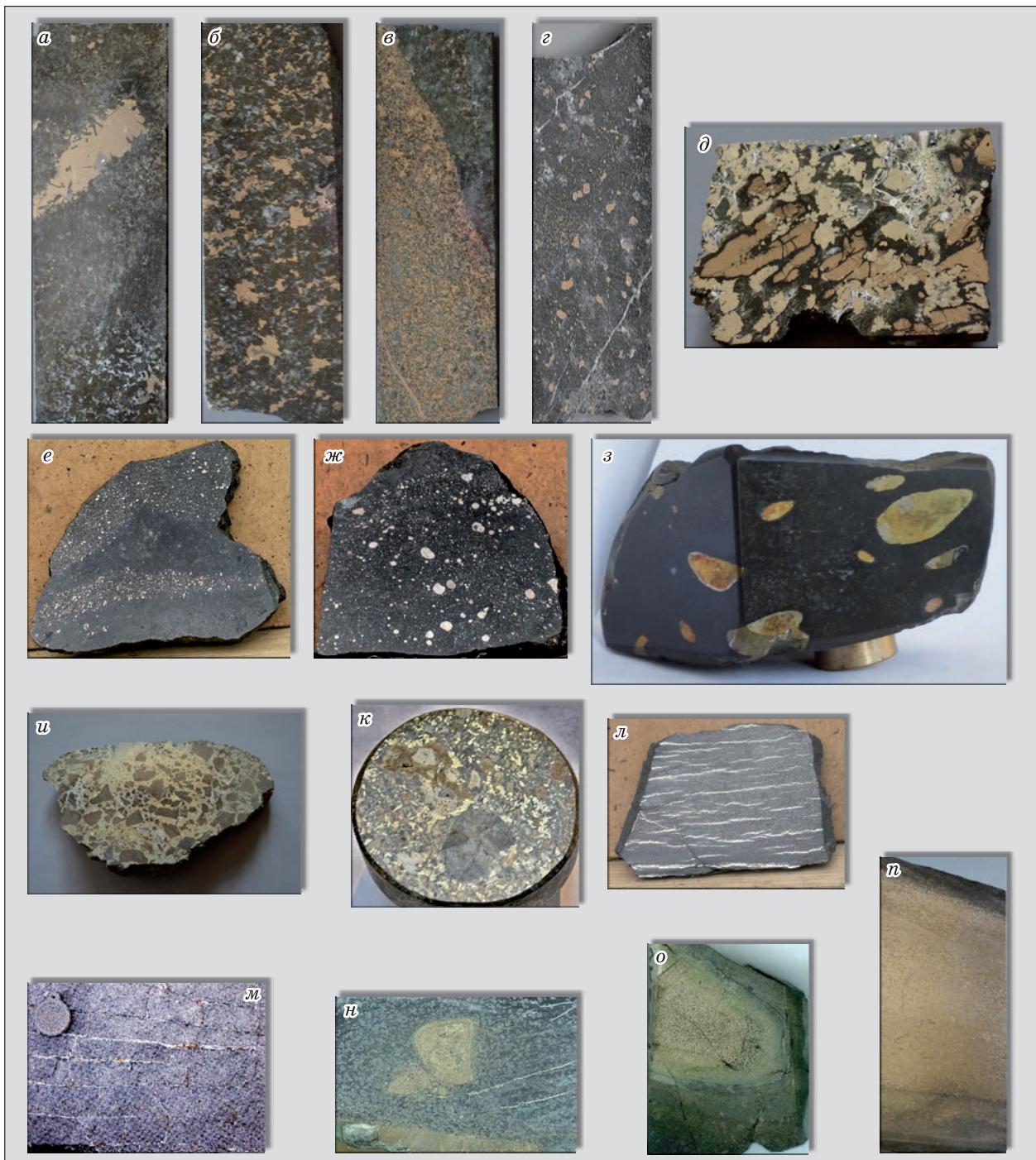


Рис. 2. Формы нахождения сульфидов в породах и рудах северо-запада Сибирской платформы.

Здесь и далее номера образцов на фото соответствуют таковым в таблицах. Руды в габбро-долеритах интрузий Курейского рудного района: *а* — шпир пирротина, Центральная-Шилки, обр. ОКГ-63/414,2, уменьш. 2; *б* — вкрапленность, пирротина Центральная-Шилки, обр. ОКГ-65/624,8, уменьш. 2; *в* — жила с богатой вкрапленностью пирротина, там же, обр. ОКГ-65/591,1, уменьш. 2; *г* — вкрапленность пирротина в микродолерите гомеогенного включения, там же, обр. ОКГ-65/617,9, уменьш. 2; *д* — пирротин-пиритовый шпир, там же, обр. ОКГ-65/601,9, уменьш. 3; *е* — сплошные и полые шарики пирротина в гомеогенных включениях в микродолеритах, Джалтул-Южный, обр. ДЖ-196, уменьш. 2; *ж* — то же, гора Озерная, обр. ОЗ-166, уменьш. 2; *з* — халькопирит в миндалинах лабрадорного базальта, рудник Угольный ручей, обр. УР-71, уменьш. 3; *и* — пирит-пирротинный цемент брекчии афирового базальта, трубка взрыва руч. Хикчалэ, обр. Г-345, уменьш. 3; *к* — туфобрекчия с обломками угля (черное) и вкрапленностью пирита, трубка взрыва, Талнахский рудный узел, обр. КЗ-41/690, уменьш. 2; *л* — прерывистые прожилки пирротина в аморфном угле, Курейское месторождение графита, обр. КГ-358, уменьш. 2.5; *м* — вкрапленники пирротина в ассоциации с кальцитом в трещинах отдельности паркетовидного кристаллического графита, там же, обр. КГ-351, уменьш. 6; *н* — метакристы и прожилки пирротина в метаморфизованном углистом аргиллите, Талнахское месторождение, обр. КЗ-684/400.3, уменьш. 2; *о* — участок выклинивания линзы пирротина в углистом аргиллите, Курейское рудное поле, обр. ОКГ-571/759, уменьш. 2; *п* — жила пирротина в углистом аргиллите, там же, обр. ОКГ-44/756.8, уменьш. 2.

Рис. 3. Изотопный состав и содержание серы в габбро-долеритах в разрезе интрузии Центральная-Шилки по скв. ОКГ-65.

Габбро-долериты: Г — безоливиновые, О — оливиновые, П — пикритовые, ТР — троктолитовые; Д — долериты, Рог — роговики. Черным цветом показаны сульфидные жилы, округлое включение с крапом — шилр лейкогаббро.

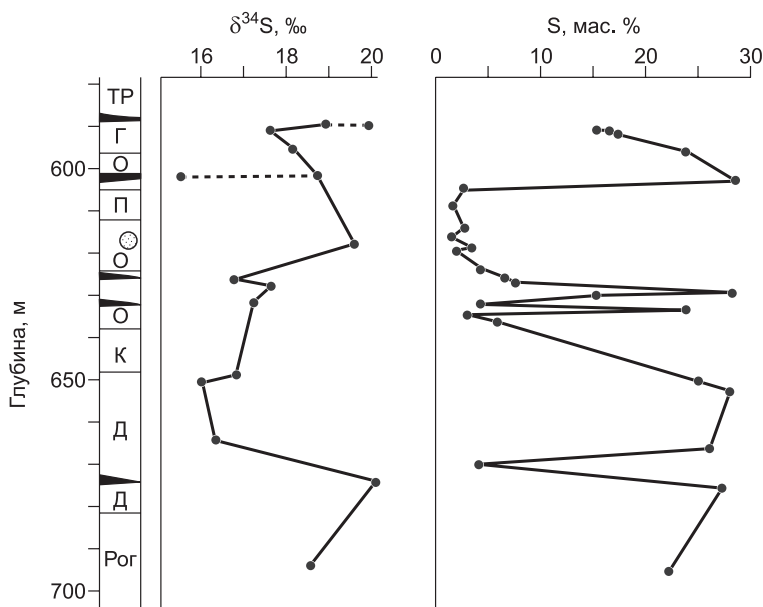
Кроме того, вывалы сплошных сульфидных руд из трещинных зон встречаются в валунно-галечном материале по берегам ручьев и рек. $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов варьирует от 8.2 до 22.5 ‰ (см. табл. 1).

На гистограмме (см. рис. 1, з) намечилось три экстремума, которые создали в левой части сульфиды интрузий Нижний-1, Первого порога р. Курейка, руч. Темный, горы Озерная и Джалтул-Западный, в центральной части — сульфиды из этих же интрузий и к ним добавляется интрузия Джалтул-Южный, в правой части — сульфиды интрузий Центральная-Шилки, Дюгуми, Галель, Среднегорбиачинская, Верхнегорбиачинская и сульфиды сплошных руд из трещинных зон.

Сульфидная вкрапленность и жилы в базальтах и диатремах. В базальтах сульфиды встречаются в виде заполнителей миндалин и прожилков в различных частях разреза вулканогенной толщи (см. рис. 2). Штокверк из жил пирротина описан в базальтах горы Логанчи, а сплошные и брекчиевидные сульфидные руды изучены в линейной кальдере руч. Каньонный и в трубках взрыва Хикчалэ, Пирротиновая, Магнетитовая и скв. КЗ-41 в районе Талнаха [Ryabov et al., 2014]. $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов в перечисленных образованиях варьирует в диапазоне 8.8—21.5 ‰ (см. табл. 1).

Сульфиды метаморфизованных угленосных терригенных пород и метасоматитов. Сульфидная минерализация в этих породах образует крупные по площади поля в зонах глубинных разломов без отчетливой связи с интрузиями. Количество сульфидов в породах широко меняется от бедной вкрапленности до богатой пропитки, реже встречаются жилы сплошных сульфидов. $\delta^{34}\text{S}$ пирротина в метаморфизованных породах варьирует от -14 до +21.6 ‰ (см. табл. 1).

Сульфидная вкрапленность и жилы в графитах. На Курейском графитовом руднике между пластом графита и нижележащей кровлей интрузии располагается жила пирита мощностью 20 см и длиной 7 м. В средней части жилы $\delta^{34}\text{S}$ пирита 17.1 ‰, а на участке ее выклинивания 14.9 ‰. В трещинах отдельности кристаллического графита встречаются сростания кальцита и пирита ($\delta^{34}\text{S} = 16.8$ ‰), а в аморфном графите отмечается тонкопрожилковая вкрапленность пирита ($\delta^{34}\text{S} = 17.5$ ‰) (см. табл. 1, рис. 2). Вариации $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов в измененных углистых породах и графитах показаны на гистограмме (см. рис. 1, д).



АНГИДРИТЫ СЕВЕРО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В разрезе осадочной толщи пород Сибирской платформы ангидрит отмечается от верхнего кембрия до верхнего девона включительно. Среди ангидритов выделяются три основных генетических типа: осадочный, метаморфогенный и гипогенный [Рябов, Золотухин, 1977]. Осадочные ангидриты отмечаются в виде пластов, которые переслаиваются с мергелями, доломитами и галитами. Метаморфогенный ангидрит наблюдается в виде пластов и жил в метасоматитах, в контактовых роговиках и в виде цемента обломков разных пород в тектонических брекчиях. Гипогенные ангидриты представляют собой сульфаты, которые образовались при участии флюидов из растворов, солевых расплавов и/или метасоматическим путем.

Общее представление о $\delta^{34}\text{S}$ сульфатной серы ангидритов можно получить на гистограмме (см. рис. 1, е) и в таблицах 2, 3.

Осадочный ангидрит. Наиболее богаты ангидритом отложения мантуровской свиты D_{2mnt} , мощность которой достигает 800 м, доля ангидритов 40—50 %, а мощность пластов 40 м.

Таблица 2. Изотопный состав серы ($\delta^{34}\text{S}$) в сульфатах северо-запада Сибирской платформы

№ образца	Минерал	$\Delta^{34}\text{S}_{\text{СДТ}}$ ‰	Форма, место нахождения (литературный источник)
Нормально-осадочный			
П-9/465	Anh	27.4	Пласт, оз. Пясино (1)
П-9/570	»	27.5	»
(6)-1	»	23	Пласт, район Норильска (2)
(6)-2	»	22.6	»
(6)-3	»	24.9	»
(6)-4	»	21.8	»
ИС-17/320	»	26.1	Пласт, оз. Глубокое (5)
Х-2/28	Ang	29.8	Пласт, метакрист, МКП (5)
		30.2	Пласт, базис, МКП (5)
Метаморфогенный			
Комс-50/5	Anh	17	Жилка оранж., рудник «Комсомольский» (5)
Тал-68	»	18.1	Желвак оранж., рудник «Комсомольский» (5)
АН-02-9	»	16.8	Пласт, Талнах (5)
АН-26	»	17.2	Реликт в MeS-Anh пегматоиде, Талнах (5)
АТЭ-1	»	17.2	Пласт, Талнах (5)
Комс-471м	»	19.1	Пласт, Талнах (3)
П-9/820	»	17	Зона разлома, оз. Пясино (1)
ВИН-67	»	16.5	Верхний экзоконтакт ВТИ (1)
Фумарольный из кальдеры проседания палеовулкана			
КУ-1А	Gr	25.2	Бел. Gr, пласт, диатрема р. Энде (5)
КУ-5	Anh	23.2	Бел. Anh, пласт, диатрема р. Энде (5)
КУ-9	»	23.7	»
КУ-17	»	23.5	Черн. Anh, пласт, диатрема р. Энде (5)
Гипогенный			
ОКГ-67/271,6АФ	Anh	21.9	Жила фиолет. Anh в габбро-долерите, ЦШИ (5)
ОКГ-67/271	»	20.2	Жила бел. Крупнозернистый Anh в габбро-долерите, ЦШИ (5)
Т-2012/1	Gr	21.5	Кристалл в полости габбро-долеритов, рудник Таймырский (5)
Выцветы			
ХАН-в	Aln	4.5	Щетки белых кристаллов, руч. Железный (4)

Примечание. Aln — алунит, Anh — ангидрит, Gr — гипс. 1 — [Виноградов, 1967]; 2 — [Гриненко, 1967]; 3 — [Коваленкер и др., 1974]; 4 — [Рябов, 1997]; 5 — [Наши данные].

Анализы (5) выполнены в АЦ ИГМ СО РАН, аналитики М.Н. Колбасова, В.Н. Реутский.

Достоверную информацию о $\delta^{34}\text{S}$ в пластах осадочного ангидрита дают пробы, отобранные за пределами рудных узлов, рудных зон и полей, а также на удалении от интрузий и глубинных разломов. Это требование к отбору проб осадочного ангидрита с определенной долей уверенности позволяет минимизировать возможное воздействие на них внешних факторов. Принимая во внимание указанные ограничения, величину $\delta^{34}\text{S}$ нормально-осадочных ангидритов можно принять в 22—24 ‰ [Гриненко, 1967; Маракушев и др., 2003].

Метаморфогенный ангидрит. Ангидриты этого типа обычно находятся в ореолах измененных пород, обрамляющих интрузии, которые локализуются в отложениях девона. В кровле Верхнеталнахской интрузии в районе Октябрьского месторождения мощность ореола ангидритсодержащих метаморфизованных пород достигает 150—200 м (рис. 4). Метаморфогенный ангидрит здесь широко распространен как породообразующий минерал в составе контактово-метаморфических и метасоматических пород. Нахождение ангидрита в роговиках различных фаций метаморфизма, а также в метасоматитах в ассоциации с широким спектром минералов свидетельствует о его сквозном характере кристаллизации на протяжении всего метаморфического процесса [Туровцев, 2002].

В Октябрьском месторождении среди ангидритсодержащих метасоматитов отмечаются пласты, жилы и линзы мономинерального ангидрита различной окраски и зернистости с зонами пропитки углеродистым веществом и/или сульфидами (рис. 5). $\delta^{34}\text{S}$ метаморфогенного ангидрита 17.4 ‰ ($n = 8$) (см. табл. 2).

Таблица 3. **Изотопный состав серы ($\delta^{34}\text{S}$, ‰) в сосуществующих сульфидах и сульфатах из пород и руд северо-запада Сибирской платформы**

№ образца	Po	Cr	Pyr	Anh	Форма нахождения, порода, руда, интрузия (литературный источник)
1ГГ	—	8	—	17.9	Каплевидные Cr-Po вкрапленники с фиолетовым Anh в пикритовых габбро-долеритах, Норильск-I (1)
2ГГ	—	8.6	—	14.8	»
3ГГ	—	9.8	—	14.9	»
4ГГ	8.1	8.9	—	15.4	»
5ГГ	8.5	7.7	—	16.6	»
6ГГ	9.1	7.9	—	17.7	»
ВИН-67	10.8*	10.6*	—	18.1	Габбро-долерит, Норильск-I (2)
Комс-471м	10.2	10.4	11.1 (Pn)	21.3	Прожилок в экзоконтакте ВТИ (3)
ТА-1	8.5	8.4	—	17.7	Выклинка MeS жилы, Норильск-I (4)
КЗ-588/733.4	13.1	—	—	21.2	Каплевидные Cr-Po вкрапленники с фиолетовым Anh в пикритовых габбро-долеритах, ВТИ (5)
КЗ-585/674.3	12.7	—	—	19.2	»
КЗ-837/660.7	—	10.3	—	18.1	»
КЗ-806/615.4	—	—	—	18.5	»
КЗ-593/664.9	12.4	—	—	19	Anh-MeS пегматоид, ВТИ (5)
КЗ-593/681.0	—	9.7	—	—	Anh-Cr симплектит, ВТИ (5)
КЗ-657/716.5	—	—	1.1	21	Anh-Mt жила, ВТИ (5)
МД-48/1234А	—	—	10.9	19.7	Anh жила в габбро-долеритах, МЧИ (6)
Ф-247А	4.2	—	—	16.5	Anh жила в габбро-диорите, ЗГИ (6)
ОКГ-67/259-262.6S	—	—	14.5	20.9	Anh жила в габбро-долерите, ЦШИ (6)
АН-02-3А	—	14.6	—	15.3	Сульфид-сульфатный пегматоид, ВТИ, рудник Октябрьский (6)
АН-25	11.2	—	—	16.9	»
ОВ-25/505**)	—	—	23.0 (S)	33	S+Anh прожилок в доломите (6)

Примечание. Интрузии. ВТИ — Верхнеталнахская, ЗГИ — Зеленая Грива, МЧИ — Микчандинская, ЦШИ — Центральная-Шилки. MeS — сульфиды, Pyr — пирит, Mt — магнетит, S — сера самородная.

1 — [Гриненко, Гриненко, 1967]; 2 — [Виноградов, 1967]; 3 — [Коваленкер и др., 1974]; 4 — [Тарасов, Аглонов, 1982]; 5 — [Ryabov et al., 2014]; 6 — [Наши данные].

Анализы (6) выполнены в АЦ ИГМ СО РАН, аналитики М.Н. Колбасова, В.Н. Реутский.

* Повторный анализ.

** Из коллекции Е.В. Середы.

Гипогенный ангидрит. Наиболее убедительным свидетельством гипогенной природы ангидрита являются его находки в чуждых по составу магматических, терригенных и карбонатных породах в виде вкрапленности и/или жильных тел мономинеральных ангидритов, ангидритофиоров и/или сульфат-сульфидных пегматоидов.

Вкрапленность гипогенного ангидрита в габбро-долеритах. В пикритовых габбро-долеритах интрузии Норильск-I гипогенный фиолетовый ангидрит описан в виде «шапок» над каплевидными сульфидными вкрапленниками и в виде мономинеральных «глазков» [Золотухин, 1962; Гриненко, Гриненко, 1967]. Гомогенизация газово-жидких включений в ангидритах происходит в диапазоне температур от 250 до 500 °С. Предполагается, что ангидрит образовался в результате окисления серы сульфидов, а «глазки» ангидрита в габбро-долерите являются мелкими ксенолитами осадочной породы. В сходной ситуации находки фиолетового ангидрита известны в Верхнеталнахской интрузии. $\delta^{34}\text{S}$ этого ангидрита в интрузиях норильского типа варьирует от 14.8 до 21.2 ‰ (см. табл. 3).

Интерстиционная вкрапленность гипогенного ангидрита в ассоциации с сульфидами изучена в пикритовых габбродолеритах Октябрьского месторождения. $\delta^{34}\text{S}$ ангидрита 18.0—23.4 ‰ [Li et al., 2009b; Ripley et al., 2010].

Жила голубого гипогенного ангидрита описана на месторождении Норильск-I в зоне выклинивания залежи сплошных сульфидных руд в вулканогенных породах [Тарасов, Аглонов, 1982]. Изотопный состав серы ангидрита $\delta^{34}\text{S}$ 17.7 ‰. Декрепитационный анализ ангидрита показал три температурных интервала (°С) их возникновения: 570—430, 410—210 и 150—90.

Сульфид-сульфатные пегматоиды и жилы гипогенного ангидрита широко распространены в Октябрьском месторождении (см. рис. 4). Пегматоиды имеют крупно- до гигантокристаллической струк-

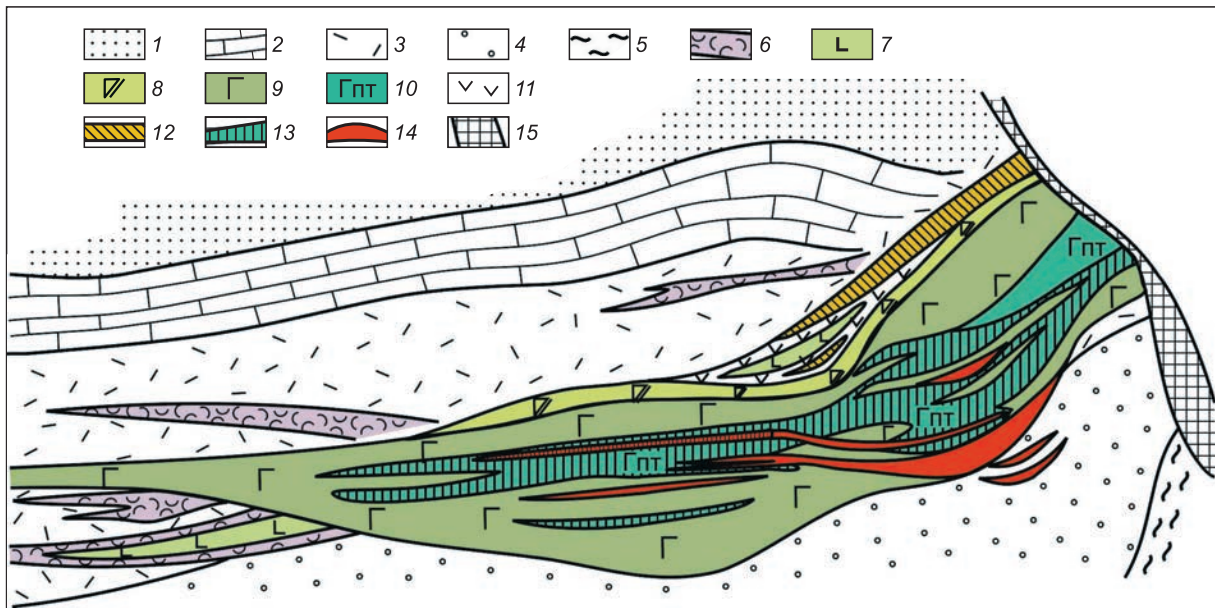


Рис. 4. Субширотный разрез южной части Октябрьского Pt-Cu-Ni месторождения.

1 — угленосные отложения C_3 — P_2 ; 2 — известняки D_3 ; 3 — метаморфизованные отложения ангидритомергелистой толщи D_2 ; 4 — глинистые осадки D_1 ; 5 — карбонатно-глинистые отложения S_2 ; 6 — жилы гипогенного ангидрита; 7 — долериты; расслоенная серия пород Верхнеталнахской интрузии: 8 — метадiorиты, 9 — безоливиновые, оливиносодержащие и оливиновые габбро-долериты, 10 — пикритовые и такситовые габбро-долериты, 11 — черные углеродистые серпентиниты; руды: 12 — медистые, 13 — вкрапленные, 14 — сплошные; 15 — тектоническая зона западных разломов р. Хараелах.

туру. Сульфиды представлены пирротинном и халькопиритом. Они образуют в ангидрите мелкие до субмикроскопических включения, пленки вокруг зерен сульфата, а в интерстициях жидкостные структуры типа сульфат-сульфидных эвтектоидных сростаний, которые позволяют предполагать их кристаллизацию из солевого расплава (рис. 6).

В пегматоидах нередко встречается черное углеродистое вещество. Оно образует включения в ангидрите и в сульфидах, небольшие интерстиционные скопления, цепочки вкрапленников и прожилки. Между жилами пегматоидов нередко сохраняются реликты белого мелкозернистого сахаровидного метаморфогенного ангидрита (см. рис. 6).

Мономинеральные гипогенные ангидриты в Октябрьском месторождении отмечаются в виде пластов и жил, секущих габбро-долериты, метасоматиты и сплошные руды. Структура пород средне- и крупнозернистая, гранобластовая, цвет белый, голубой или лиловый (см. рис. 6).

Жилы гипогенного ангидрита в интрузивных траппах. Габбро-долериты интрузии Центральная-Шилки пересекают две жилы крупнокристаллического белого и фиолетового ангидрита мощностью 11.2 и 24.8 м (см. рис. 6). Локально в ангидрите ($\delta^{34}S = 20.2$ — 21.9 ‰) отмечаются мелкие гнезда магнетита и бедная вкрапленность пирита ($\delta^{34}S = 14.5$ ‰) (см. табл. 2, 3).

В габбро-долеритах интрузии р. Микчанда отмечаются штокверки и жилы крупнокристаллических галита и белого ангидрита ($\delta^{34}S = 19.7$ ‰) с вкрапленностью пирита ($\delta^{34}S = 10.9$ ‰).

В интрузии Зеленая Грива горизонт метадiorитов сечет жила лилового ангидрита ($\delta^{34}S = 16.5$ ‰) с вкрапленностью пирротина ($\delta^{34}S = 4.2$ ‰).

Жила гипогенного ангидрита с самородной серой обнаружена в доломитах D_3 . Ангидрит имеет голубой цвет, мелкозернистую структуру и $\delta^{34}S = 33$ ‰, а самородная сера образует в нем мелкие желтые кристаллы и сростки кристаллов с величиной $\delta^{34}S = 23$ ‰ (см. рис. 6).

Ангидриты в кальдерах проседания палеовулканов. На плато Путорана кальдера проседания палеовулкана Энде заполнена ангидрититом мощностью 20 м. В разрезе залежи сульфаты имеют устойчивый изотопный состав: ангидрит — $\delta^{34}S = 23.2$ — 23.7 ‰, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70824$ — 0.70882 , $^{87}Rb/^{86}Sr = 0.00169$; вторичный гипс — $\delta^{34}S = 25.2$ ‰, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70891$, $^{87}Rb/^{86}Sr = 0.00265$ (см. табл. 2).

Подземные воды. По данным В.И. Виноградова, в районе месторождения Норильск-I в подземных водах $\delta^{34}S$ составляет 26.3 и 35.4 ‰ [Аплов, 2001]. В районе Талнахского месторождения на контакте интрузии с толщей C_3 - P_2 подземные воды имеют $\delta^{34}S = 20.2$ ‰, а в зоне нарушения в доломитах (D_3) $\delta^{34}S = 17.3$ ‰.



Рис. 5. Формы нахождения метаморфогенного ангидрита в Октябрьском месторождении.

a — прожилки оранжевого ангидрита в красном и зеленом мергеле, обр. Комс-50/5; *б, в* — желвак красного ангидрита, внешний вид и срез, обр. Тал.-68; *г* — светло-серый ангидрит с прослоями красного мергеля, обр. XX-1; *д* — брекчированный лиловый ангидрит, обр. КЗ-593/1; *е* — белый пластовый ангидрит, обр. КЗ-592/800; *ж* — лиловый ангидрит в зеленовато-серых метаморфизованных мергелях, обр. Комс-2014/1; *з* — жила ангидрита в апоаргиллитовом спилосите, обр. КЗ-582/645; *и* — жилы пирротина в ангидрите с сыпью углеродистого вещества (черное), обр. КЗ-431/626,7; *к* — контакт ангидрита с богатой халькопирит-пирротиновой пропиткой в пироксените с игольчатыми кристаллами ангидрита, обр. Комс-41; *л-н* — жилы и зоны пропитки углеродистого вещества (черное) и пирротина (кремовое) в ангидрите (белое), обр. АН-02-4 (*л*), АН-02-9 (*м*), АН-02-36 (*н*). *а-ж* — уменьш. 2, *з-н* — уменьш. 3.

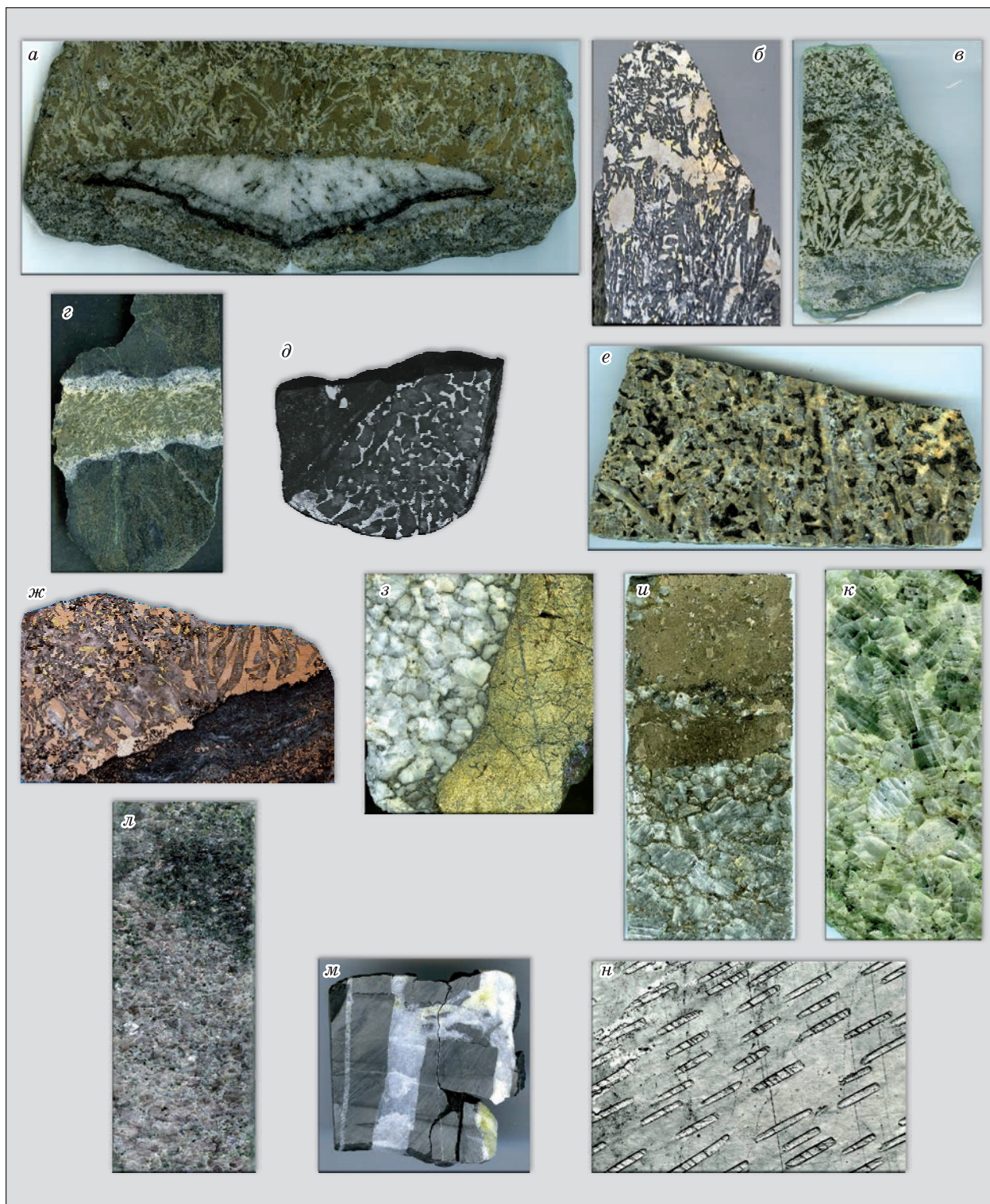


Рис. 6. Формы нахождения гипогенного ангидрита в Октябрьском месторождении.

a — развертка среза сульфид-сульфатного пегматоида с линзой метаморфогенного белого ангидрита, черное — углеродистое вещество, обр. АН-25/26; *б, в* — сульфид-сульфатные пегматоиды, обр. АН-2-33 (*б*), АН-2-14 (*в*); *г* — сульфидная жила с игольчатым ангидритом в черных серпентинитах, обр. АН-2-6; *д* — жидкостный тип срастания халькопирита и ангидрита, обр. КЗ-593/681; *е, ж* — сульфид-сульфатные пегматоиды (черное — серпентинит с углеродистым веществом), обр. АН-2-5 (*е*) и АН-2-34 (*ж*); *з, и* — жилы ангидрита на границе с халькопиритом (*з*) и пирротинном (*и*), обр. АН-2-3 и Нестер-1; *к, л* — виноградно-зеленый и фиолетовый ангидрит с вкрапленностью пирита, из жил, секущих интрузию Центральная-Шилки, обр. ОКГ-65/259 (*к*) и ОКГ-65/263.5 (*л*); *м* — жила ангидрита с вростками самородной серы (желтое) в доломите, обр. ОВ-25/505; *н* — графические вростки кальцита в ангидрите, шл. Т-56/385,5, без ник. *а—м* — уменьш. 2, *н* — увел. 40.

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В АНГИДРИТАХ

Проведенное Е.Н. Булгаковой изучение гипогенных ангидритов Октябрьского месторождения показало, что гомогенизация первичных газово-жидких включений происходит при 630—235 °С, вторичных включений в диапазоне 440—80 °С, катионная часть растворов из включений представлена солями щелочных металлов [Рябов, Золотухин, 1977]. По результатам гомогенизации включений в ангидрите [Андрусенко, 1981], кристаллизация минерала начиналась при температуре выше 685 °С, а основная его масса образовалась выше 400 °С. Формирование гипогенного ангидрита в скарнах происходило при 570—290 °С, а жильного ангидрита при 380—340 °С.

Исследования включений в ангидритах сульфат-сульфидных пегматоидов Октябрьского месторождения и в жилах, секущих интрузию Центральная-Шилки, были проведены и А.А. Боровиковым. Установлено, что в ангидритах Октябрьского месторождения присутствуют три типа первичных включений: 1 — раскристаллизованные расплавные включения, содержащие солевые и рудные фазы, а также небольшую порцию водно-солевого раствора и газ; 2 — флюидные многофазные включения, содержащие раствор, газ, солевые и рудные фазы; 3 — флюидные двухфазные включения, содержащие солевой раствор и газ (рис. 7).

Расплавные и флюидные многофазные включения декрипитируют при нагревании, не доходя до полной гомогенизации. Двухфазные включения гомогенизируются в широком интервале температур

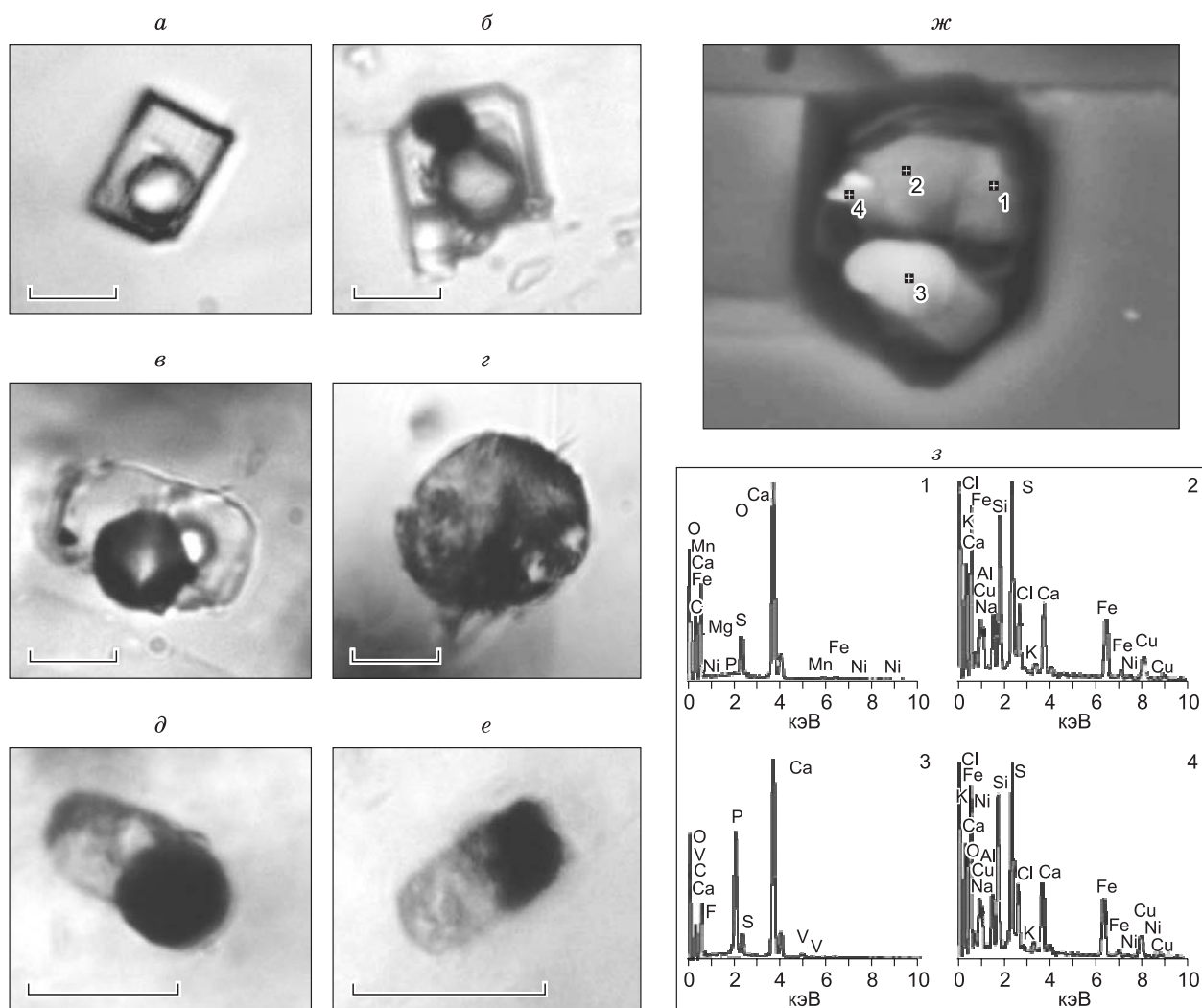


Рис. 7. Включения в гипогенных ангидритах Октябрьского месторождения.

Длина линейки 5 мкм. Включения: а — двухфазные; б, в — многофазные; г — расплавные; д, е — то же, с рудной фазой; ж — вскрытое сколом по плоскости спайности и снятое на электронном сканирующем микроскопе в обратных электронах, на изображении видны сохранившиеся в вакуоли твердые фазы, цифрами показаны точки опробования твердых фаз, з — энергетические спектры точек опробования.

500—200 °С. Основными солевыми компонентами растворов двухфазных включений являются NaCl и CaCl₂.

Полученные методом La-ICP-MS данные по гипогенным ангидритам следует рассматривать как полуквантитативные. Тем не менее они указывают на присутствие во включениях Co, Hg, Sb, Ag, Mo, Ni, Bi, Au, Pt, Pd, Rh и на повышенные концентрации в них Cu, Fe, Cr, Ni, Mn, Pb и As, значительно превышающие содержания этих элементов в минерале-хозяине.

Изучение методом сканирующей электронной микроскопии твердых фаз расплавных и флюидных включений, вскрытых на плоскостях спайности в сколах ангидрита, показало присутствие в их составе S, Al, Si, K, Na, Ca, Mg, V, P, Cu, Fe, Mn, Ni, Cr и Cl. Данные о составе отдельных твердых фаз включений позволяют сделать вывод, что они представлены главным образом хлоридами (K, Na, Cu, Fe), карбонатами (Ca, Mg, Fe), а также кварцем, Na-Ca алюмосиликатами, апатитом, сульфидами (Fe, Cu, Ni) и твердыми фазами, содержащими ванадий (см. рис. 7).

В ангидрите из жил, секущих интрузию Центральная-Шилки, обнаружены первичные расплавные и флюидные газовые и многофазные включения (рис. 8). Расплавные включения содержат в качестве

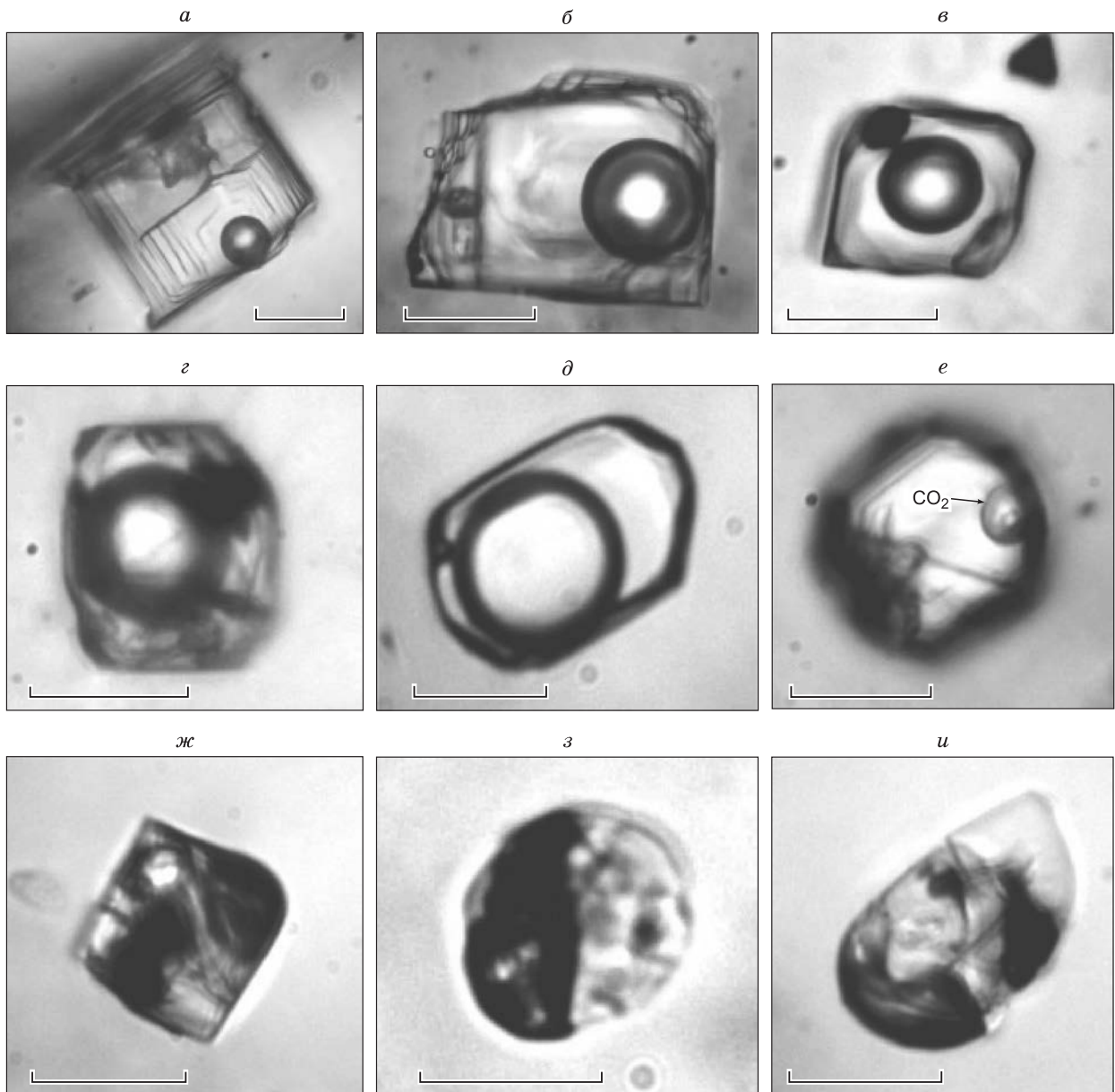


Рис. 8. Включения в гипогенных ангидритах из жилы, секущей габбро-долериты интрузии Центральная-Шилки.

Длина линейки — 5 мкм. *а—е* — флюидные включения с различным соотношением раствор—газ, *ж—и* — расплавные включения.

твердых дочерних фаз кальцит, доломит, гипс, хлориды, а также мелкие неидентифицированные прозрачные окрашенные и непрозрачные минеральные фазы. В расплавных включениях обычно присутствует небольшое количество водно-солевого флюида и газа. При нагревании расплавных включений плавление твердых фаз начинается уже при 180 °С. В интервале температур 700—800 °С наблюдается резкое ускорение плавления кристаллических фаз и явное растворение стенок вакуолей расплавных включений. Дальнейшее повышение температуры приводит к декрипитации расплавных включений.

Флюидные газовые включения равномерно рассеяны по ангидриту, их размер не превышает 5 мкм. По данным КР-спектроскопии, в их составе преобладает CO₂. Многофазные включения содержат газовый пузырек, хлоридно-сульфатный раствор, солевые фазы и халькопирит. Методом КР-спектроскопии среди солевых фаз установлены галит, карбонаты — доломит, кальцит, глауберит и сульфаты — сингенит и гипс. В газовой фазе таких включений преобладает CO₂. При нагревании флюидные включения декрипitiруют.

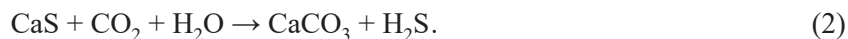
Присутствие первичных расплавных и флюидных газовых и водно-солевых включений в ангидрите, а также наличие сульфатов и сульфидов в качестве дочерних фаз первичных расплавных включений указывают на то, что кристаллизация ангидрита происходила из силикатно-карбонатно-сульфатного флюидизированного расплава, который содержал эмульсию флюидных включений. Включения были представлены газообразным флюидом, в составе которого преобладала CO₂ высокой плотности, и водно-солевым флюидом хлоридно-карбонатно-сульфатного состава.

Проведенные исследования позволяют предполагать, что кристаллизация сульфид-сульфатных пегматоидов происходила из солевого гетерофазного расплава. Присутствие в пегматоидах углеродистого вещества и находки хлоридов во включениях в ангидрите свидетельствуют об участии углеводородов и хлора в процессе расщепления солевого расплава на несмешивающиеся сульфатную и сульфидную жидкости. Кристаллизация сульфид-сульфатных пегматоидов из солевого расплава, по-видимому, начиналась при температуре 700—800 °С, когда было зафиксировано растворение ангидрита на стенках вакуолей расплавных включений.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для образования крупных сульфидных месторождений норильского типа были нужны большие объемы серы. Фактографический материал по сульфидным месторождениям в траппах позволяет в качестве источника сульфидной серы рассматривать сульфатную серу осадочного ангидрита и предложить возможный механизм ее восстановления и фракционирования δ³⁴S.

Сульфатредукция. К настоящему времени по химическому восстановлению сульфатной серы накоплен большой экспериментальный материал, обзор которого имеется в работах [Анисимов, 1978; Мехтиева, Бризанова, 1980; Валитов, 1982]. В природных условиях сульфатная сера может быть восстановлена нефтью, углеводородными газами, водородом и рассеянным органическим веществом [Гончаров и др., 2002]. Принципиальную схему восстановления сульфатной серы представляют два уравнения реакции:



Правые части уравнений отвечают: 1 — промежуточному метастабильному состоянию, 2 — восстановлению серы и образованию сероводорода и карбоната кальция. В метастабильном состоянии образуются промежуточные соединения, определяющие изотопный эффект, величина которого зависит от температуры [Гриненко, Гриненко, 1974].

На процесс сульфатредукции влияют различные параметры, в том числе молекулярный вес и структура углеводородов [Валитов, 1982]. Установлено, чем больше молекулярный вес углеводородов, тем меньший его объем требуется для восстановления сульфатной серы и образования эквивалентных объемов H₂S (S), чем выше степень насыщенности органических соединений водородом, тем выше восстановительная способность по отношению к сульфатам. В процессе сульфатредукции важную роль играет соотношение объемов реагентов, и в случае избытка сульфата ресурсы углеводородов могут быть частично или полностью израсходованы. Показателем этого является высокая доля H₂S в углеводородах ряда газовых месторождений [Анисимов, 1978; Гончаров и др., 2002].

Фракционирование изотопов серы. Экспериментальные и теоретические исследования по фракционированию изотопов серы освещаются в многочисленных статьях разных авторов и обобщены в работе [Гриненко, Гриненко, 1974]. Среди отмеченных в ней закономерностей наибольший интерес для нас представляют положения, которые объясняют многие природные ситуации. Перечислим их.

— Основными факторами фракционирования изотопов серы являются: 1 — объем вовлеченных в процесс ресурсов сульфатов и углеводородов, 2 — скорость сульфатредукции, 3 — температурные условия, 4 — окислительно-восстановительный потенциал.

— Молекулы с легким изотопом ^{32}S более активны и быстрее вступают в химические реакции, чем молекулы с тяжелым изотопом серы ^{34}S . В большинстве случаев это приводит к обогащению ранних продуктов реакции легким изотопом по сравнению с исходным веществом, а поздние продукты обогащаются тяжелым изотопом.

— Легкий изотоп серы ^{32}S является более летучим и в связи с этим имеет более высокую миграционную способность, чем тяжелый изотоп серы ^{34}S .

— В результате изотопно-обменных реакций, протекающих при высоких и средних температурах, восстановленные формы обогащаются легким изотопом ^{32}S , а тяжелый изотоп ^{34}S накапливается преимущественно в окисленных соединениях серы.

— Различия изотопного состава серы между окисленными и восстановленными формами будут тем больше, чем ниже температура сульфатредукции.

— При восстановлении сульфатов ион $^{32}\text{SO}_4^{2-}$ будет восстанавливаться быстрее, чем ион $^{34}\text{SO}_4^{2-}$. Выделяющийся сероводород при этом будет обогащен изотопом ^{32}S по сравнению с исходным сульфатом, а оставшийся сульфат будет обогащен изотопом ^{34}S .

— Коэффициент фракционирования изотопов серы уменьшается при быстром восстановлении сульфатов и при низкой концентрации сульфата в растворе. Чем медленнее идет реакция восстановления, тем эффективнее происходит фракционирование изотопов. При очень быстрой редукции сульфатов разделения изотопов может вообще не происходить. По мере расходования значительной части сульфата сера сероводорода утяжеляется.

Изотопный состав природных сульфид-сульфатных ассоциаций. В равновесных условиях ^{34}S накапливается в окисленных соединениях серы, а ^{32}S в восстановленных [Гриненко, Гриненко, 1974]. Максимальное разделение изотопов происходит между сульфидами и сульфатами, причем чем выше температура, тем разница между $\delta^{34}\text{S}$ сульфида и сульфата меньше и наоборот.

Величина $\delta^{34}\text{S}$ в сосуществующих сульфиде и сульфате в норильских месторождениях приведена в табл. 3 и на рис. 9. Вытянутость поля точек на диаграмме показывает увеличение разницы $\delta^{34}\text{S}$ минералов по мере утяжеления $\delta^{34}\text{S}$ ангидрита. Это свидетельствует о широком диапазоне температур кристаллизации сульфид-сульфатной пары минералов, а также о понижении температуры их образования по мере увеличения $\delta^{34}\text{S}$ сульфата и разницы между $\delta^{34}\text{S}$ сульфата и сульфида.

Динамика природного процесса. Активизация сульфатной серы эвапоритов начиналась при взаимодействии ангидритов с углеводородами, которое приводило к сульфатредукции и фракционированию изотопов серы. Масштаб процесса зависел от объема вступивших в реакцию реагентов и физико-химических условий его протекания. Эти параметры широко варьировали в мощных толщах соленосных пород на огромных территориях рудных полей и рудных узлов, вблизи и на удалении от глубинных разломов и интрузий, которые представляли источник рудообразующих металлов и тепла. Вовлечение в редукцию больших количеств серы ангидрита приводило к утяжелению $\delta^{34}\text{S}$ сероводорода и образованию сульфидов с изотопно-тяжелой серой. Это объясняет выявленные на месторождениях Талнахского рудного узла утяжеление $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов по мере увеличения сульфидной массы месторождений, а также в ходе рудообразующего процесса от ранних генераций сульфидов к поздним, от вкрапленных руд к сплошным, от фронтальных частей протяженных рудных тел к их прикорневым частям.

Пропаривание сульфатов углеводородами создавало сероводород, а кальций, судя по приведенным реакциям, только менял сульфат-ион на карбонат-ион и сохранялся на месте в виде кальцита. Кроме того, в магматическую стадию CaO , возможно, участвовал в формировании богатых плагиоклазом

пород, типа лейкогаббро, а в постмагматическую — в образовании мощной (до 150—200 м) зоны известковых метасоматитов в кровле интрузии на Талнахском месторождении.

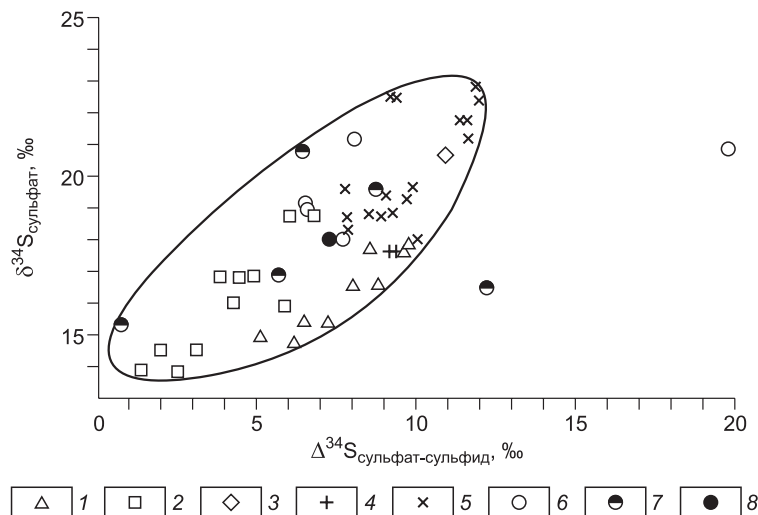


Рис. 9. Диаграмма зависимости $\delta^{34}\text{S}_{\text{сульфат}}$ — $\delta^{34}\text{S}_{\text{сульфат-сульфид}}$ для сульфат-сульфидных ассоциаций в породах и рудах трапповых интрузий Сибирской платформы.

1 — [Гриненко, Гриненко, 1967]; 2 — [Горбачев, Гриненко 1973], (анализы, по [Аплонов, 2001]); 3 — [Коваленкер и др., 1974]; 4 — [Тарасов, Аплонов, 1982]; 5 — [Li et al., 2009b; Ripley et al., 2010]; 6 — [Ryabov et al., 2014]; 7 — наши данные, 8 — [Виноградов, 1967].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Общие положения модели рудно-магматического процесса в сибирских траппах приводятся в монографии [Ryabov et al., 2014]. Предлагаемая модель исключает ассимиляцию ангидритов базальтовым расплавом. Ведущая роль в рудообразовании отводится флюидному режиму рудно-магматических систем с участием углеводородов, серы и галогенов.

ВЫВОДЫ

1. Источником серы крупных месторождений Pt-Cu-Ni сульфидных руд являются гипс-ангидритовые осадочные породы платформенного чехла.

2. Восстановление сульфатной серы происходило в процессе абиогенной сульфатредукции при взаимодействии углеводородов с ангидритом.

3. Ресурсы сульфатной серы эвапоритов и углеводородов угленосных и нефтегазоносных отложений северо-запада платформы были достаточны для осуществления крупномасштабных процессов сульфатредукции.

4. Фракционирование изотопов серы осуществлялось в процессе сульфатредукции, в результате которой изотопно-легкая сера накапливалась в сероводороде и сульфидах, изотопно-тяжелая и, частично, СаО — выносились сульфатно-кальциевым водным раствором, а «остаточный» после реакции пластовый метаморфогенный ангидрит приобретал облегченный изотопный состав серы.

5. Нахождение метаморфогенных ангидритов с «облегченным» относительно эвапоритов изотопным составом сульфатной серы свидетельствует о пропаривании сульфатной толщи углеводородами и является поисковым критерием на обнаружение сульфидных месторождений. Районы с метаморфогенным ангидритом являются перспективными на обнаружение сульфидных месторождений.

Авторы выражают благодарность руководству ПАО «НГМК «Норильский никель»» и ООО «Норильскгеология» за финансовое обеспечение полевых экспедиционных и аналитических работ, за постоянный интерес, внимание и помощь в проводимых исследованиях, профессору В.Н. Шарпову за обсуждение текста статьи и сделанные к ней замечания.

Работа выполнена за счет средств проектов госзадания № 0330-2016-0010, 0330-2016-0001, IX.125.1.3, термобарогеохимические исследования проведены при поддержке проекта РНФ 15-17-20036.

ЛИТЕРАТУРА

Августинчик И.А. О составе сульфидной минерализации Нижнеталнахского интрузива // Генезис и условия локализации медно-никелевого оруденения. М., ЦНИГРИ, 1981, с. 34—40. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 162).

Андрусенко Н.И. О физико-химических условиях рудообразования в связи с никеленосными интрузиями норильского типа (по данным изучения включений в сопутствующих минералах) // Генезис и условия локализации медно-никелевого оруденения. М., ЦНИГРИ, 1981, с. 69—85. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 162.)

Анисимов Л.А. Условия абиогенного восстановления сульфатов в нефтегазоносных бассейнах // Геохимия, 1978, № 11, с. 1692—1702.

Аплонов В.С. Термобарогеохимическая модель Талнахского платиноидно-никелевого месторождения. СПб., ВНИИОкеангеология, 2001, 234 с.

Валитов Н.Б. Баланс углеводородов и сульфатов при формировании месторождений самородной серы и зон серной минерализации // Геология и геофизика, 1982 (11), с. 57—61.

Виноградов А.П., Гриненко Л.Н. О влиянии вмещающих пород на изотопный состав серы рудных сульфидов // Геохимия, 1964, № 6, с. 491—499.

Виноградов А.П., Гриненко Л.Н. Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Норильского района в связи с вопросами их генезиса // Геохимия, 1966, № 1, с. 3—14.

Виноградов В.И. Роль сульфатов в рудообразовании // Изотопы серы и вопросы рудообразования. М., Наука, 1967, с. 128—145.

Годлевский М.Н., Гриненко Л.Н. Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов Норильского месторождения // Геохимия, 1963, № 1, с. 35—40.

Гончаров В.С., Есиков А.Д., Ильченко В.П. Влияние сульфатредукции на сохранность УВ в недрах // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. Материалы Международной конференции памяти академика П.Н. Кротопкина. М., ГЕОС, 2002, с. 301—303.

Горбачев Н.С., Гриненко Л.Н. Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов Октябрьского месторождения сульфидных руд (Норильский район) в связи с вопросами его генезиса // Геохимия, 1973, № 8, с. 1127—1136.

Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. О генезисе фиолетового ангидрита в интрузии Норильск-I (по изотопному составу серы) // Геохимия, 1967, № 1, с. 118—121.

Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. М., Наука, 1974, 274 с.

Гриненко Л.Н. Изотопный состав серы сульфидов Талнахского медно-никелевого месторождения в связи с вопросами его генезиса // Геология рудных месторождений, 1966, № 4, с. 15—31.

Гриненко Л.Н. Изотопный состав серы сульфидов некоторых медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Сибирской платформы // Петрология траппов Сибирской платформы / Ред. Н.Н. Урванцев. Л., Недра, 1967, с. 221—229.

Гриненко Л.Н. Источники серы никеленосных и безрудных интрузий габбро-долеритов на северо-западе Сибирской платформы // Геология рудных месторождений, 1985, № 1, с. 3—15.

Гриненко Л.Н. Генетическая модель формирования сульфидных медно-никелевых месторождений на основании изотопно-геохимических данных // Построение моделей рудообразующих систем / Ред. В.И. Сотников. Новосибирск, Наука, 1987, с. 119—128.

Гриненко Л.Н., Старицына Г.Н., Горяинов И.Н. Особенности медно-никелевой минерализации на северо-востоке Тунгусской синеклизы (по изотопии серы руд и пород) // Геохимия, 1976, № 11, с. 1662—1672.

Золотухин В.В. О высокотемпературном ангидрите в рудах Норильска // Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 4, с. 916—919.

Коваленкер В.А., Гладышев Г.Д., Носик Л.П. Изотопный состав серы сульфидов из месторождений Талнахского рудного узла в связи с их селеноносностью // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 2, с. 80—91.

Кузьмин В.К., Туганова Е.В. Новые данные по изотопному составу серы медно-никелевых руд северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1977 (4), с. 122—125.

Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения: механизмы накопления, новые источники и методы получения рудных веществ // Руды и металлы, 2002, № 5, с. 9—22.

Маракушев А.А., Панях Н.А., Зотов И.А. Петрологическая модель формирования норильских медно-никелевых месторождений // Петрология, 2003, т. 11, № 5, с. 524—544.

Мехтиева В.Л., Бризанова Л.Я. Об abiогенном восстановлении сульфатов в земной коре // Геология нефти и газа, 1980, № 3, с. 32—39.

Надретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб., Изд-во СПб. ун-та, 2003, 488 с.

Рябов В.В. Рудные расплавы среди базальтов плато Путорана (Сибирская платформа) // Геология и геофизика, 1997, т. 38(12), с. 1904—1920.

Рябов В.В. Петрология и рудоносность Курейско-Горбиачинского вулканоплутона (северо-запад Сибирской платформы) // Петрология магматических и метаморфических комплексов, 2016, вып. 8, с. 267—274.

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

Тарасов А.В., Аплонов В.С. Температурные условия формирования сульфатов, ассоциирующих с сульфидами // Геология и геофизика, 1982, (11), с. 51—57.

Туровцев Д.М. Контактный метаморфизм норильских интрузий М., Научный мир, 2002, 318 с.

Li C., Ripley E.M., Naldrett A.J., Schmitt A.K., Moore C.H. Magmatic anhydrite-sulfide assemblages in the plumbing system of the Siberian Traps // Geology, 2009b, v. 37, № 3, p. 259—262.

Ripley E.M., Li C., Moore C.H., Schmitt A.K. Micro-scale S isotope studies of the Kharaelakh intrusion, Noril'sk region, Siberia: Constraints on the genesis of coexisting anhydrite and sulfide minerals // Geochim. Cosmochim. Acta, 2010, v. 74, p. 634—644.

Ryabov V.V., Shevko A.Ya., Gora M.P. Trap Magmatism and Ore Formations in the Siberian Noril'sk Region / Modern Approaches in Solid Earth Sciences 3. V. 1. Trap Petrology. 2014, 390 p.

*Рекомендована к печати 20 сентября 2017 г.
А.Э. Изухом*

*Поступила в редакцию
5 мая 2017 г.*