

основные свойства химических элементов, минералов, горных пород и природных растворов. М.: Наука, 1982. С. 5-39.

2. Минералы. Под ред. Ф.В. Чухрова. Справочник, Т. II, вып. 3. М.: Наука. 1967, 676 с.

3. Салихов Д.Н., Беликова Г.И. К проблеме систематизации хромитовых руд Учалинского рудного района // Геологический сборник №7 / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. С. 135-143.

4. Симонов В.А., Салихов Д.Н., Ковязин С.В. и др. Особенности кристаллизации хромитовых руд Верхне-Убалинского месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов. Миасс: Имин УрО РАН, 2006. С. 140-145.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУР ОБРАЗОВАНИЯ СУЛЬФИДОВ МАССИВНЫХ РУД ЧАЙСКОГО Cu-Ni МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Светлицкая Т.В.*, Кислов Е.В.**

*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

e-mail: svt@uiggm.nsc.ru

**Институт геологии СО РАН, Улан-Удэ, Россия

e-mail: evg-kislov@yandex.ru

DEFINITION OF SULFIDES FORMATION TEMPERATURES OF MASSIVE ORES CHAJSKY Cu-Ni DEPOSIT (NORTHERN CISBAIKALIA)

Svetlitskaya T.V.*, Kislov E.V.**

*Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

e-mail: svt@uiggm.nsc.ru

**Institute of Geology SB RAS, Ulan-Ude, Russia

e-mail: evg-kislov@yandex.ru

Massive ores of Chajsky Cu-Ni deposit are presented by association monoclinic pyrrhotite + nickel-rich pentlandite + chalcopyrite + pyrite ± valleriite, sphalerite. Two generations of pyrrhotite, two generations of pentlandite and three generations of pyrite were determined as a result of study of relationships between sulfides and their chemical composition. The calculation of formation temperatures of sulfide associations was carried out in accordance with methods described in [1, 2]. Crystallization temperature of pyrrhotite I generation and pyrite III generation are calculated by pyrite-pyrrhotite geothermometer using the distribution coefficients of Co between pyrrhotite and pyrite:

$$T, ^\circ\text{C} = (1000/1,907 + 0,538 \lg K_D^{Co}) - 273.$$

Crystallization temperature of pyrrhotite II generation and chalcopyrite are calculated by pyrite-pyrrhotite geothermometer using the distribution coefficients of Co between pyrrhotite and chalcopyrite:

$$T, ^\circ\text{C} = (1000/0,92 \lg K_D^{Po-Cp} + 1,568) - 273.$$

The calculated temperatures are 640-800°C (on the average 720°C) for pyrrhotite I generations; 370-410°C (on the average 395°C) for pyrrhotite II generations and chalcopyrite; 250-280°C for a pyrite III generations.

Чайский массив, вмещающий одноименное Cu-Ni месторождение, входит в число ультрамафит-мафитовых плутонов, образующих субширотный пояс никеленосных интрузий Байкало-Становой металлогенической зоны. Он расположен на северо-западных склонах Верхнеангарского хребта, примерно в 90 км северо-восточнее оз. Байкал. Традиционно Чайским массивом именуется юго-западная часть крупного Безымянного плутона, отделенная от последнего правосторонним сдвигом, проходящим по долине р. Огиендо. Южная часть – собственно Чайский массив – имеет размеры 1,5×5,0 км и слагает водораздел в междуречье Чаи и Огиендо. В нем сосредоточена большая часть ультраосновных пород и практически все медно-никелевое оруденение [4].

В плане массив имеет груболинзовидную форму и залегает субсогласно с породами рамы, представленными здесь кристаллическими сланцами, метаморфизованных в условиях эпидот-

амфиболитовой фации. Центральную часть интрузива слагают серпентинизированные дуниты, окруженные по периферии плагиоклаз-роговообманковыми перидотитами. Внешнюю, наибольшую по объему, часть массива слагают безоливиновые габбронориты и роговообманковые габбро. На значительный временной разрыв между формированием ультраосновной и основной составляющих массива указывают интенсивные преобразования ультрамафитов под влиянием габброидов, выражающиеся в образовании реакционных пироксенитов на контакте с габброноритами.

Все практически значимое сульфидное медно-никелевое оруденение в Чайском массиве сосредоточено в ультраосновных породах и не выходит за их пределы. Оруденение приурочено к осевой части ультрамафитового ядра плутона и прослеживается в субширотном направлении на 900-950 м при средней мощности рудной зоны порядка 100 м. В пределах рудного поля выделяется несколько морфотекстурных типов Cu-Ni руд: 1) рассеянно-вкрапленные; 2) густовкрапленные; 3) массивные; 4) брекчиевидные; 5) рудные blastomylonites [4]. На месторождении выделено несколько рудных тел и мелких зон. Одно из наиболее крупных рудных тел залегает среди перидотитов юго-западной части месторождения. По форме оно является линзующейся пластообразной залежью, имеющей вертикальное залегание. Рудное тело сложено массивными сульфидными рудами, которые по периферии окружены сидеронитовыми и вкрапленными рудами [5, 6].

Массивные руды на 15-60% сложены пирротинном, 10-25% составляет пентландит, 5-30% – халькопирит. Количество пирита варьирует от 5-10 до 35-40% в зависимости от наличия фенокристаллов. Для массивных руд характерна ассоциация моноклинный пирротин + никелистый пентландит ($Fe_4Ni_5S_8$) + халькопирит + пирит ± валлериит, сфалерит.

Пирротин I генерации слагает основную массу пирротина. Для него характерно наличие многочисленных искривленных двойниковых пластин. Представлен пирротин в подавляющем большинстве моноклинной разновидностью. Содержит 59,2-60,7 мас.% Fe при 38,7-40,0 мас.% S. Примесь Co довольно устойчива и составляет 0,07-0,09 мас.% (ср. 0,07 мас.%). Содержание Ni варьирует в пределах отдельных зерен от 0,33 до 0,83 мас.% (ср. 0,56 мас.%), достигая в единичных анализах 1,04 мас.%. Примесь Cu ниже предела обнаружения микронзондовым методом.

Пирротин II генерации имеет незначительное распространение и образует мелкие изометричные, реже изогнутые ксеноморфные выделения в халькопирите. Так же, как и пирротин I генерации, представлен преимущественно моноклинной разновидностью. Содержит 59,4-60,6 мас.% Fe при 39,6-38,8 мас.% S. Примеси Co и Ni составляет 0,05-0,09 (ср. 0,07) мас.% и до 0,8 (ср. 0,4) мас.% соответственно. В целом, для пирротина II генерации характерны более низкие содержания Co и Ni по сравнению с пирротинном I генерации. Примесь Cu достигает 0,18 мас.%.

Пентландит I генерации слагает основную массу пентландита. Представлен скоплениями ксеноморфных, изометричных, местами с неясными кристаллографическими очертаниями зерен, приуроченных к зернам пирротина I генерации, часто совместно с халькопиритом.

Пентландит II генерации представлен пламенеvidными, линзовидными, преимущественно субпараллельными выделениями в пирротине I генерации, распространенными неравномерно и представляющими собой продукт распада пирротин-пентландитового твердого раствора.

Подавляющее большинство пентландита массивных руд содержат от 29,3 до 30,9 мас.% Fe, 35,2-37,1 мас.% Ni и 32,4-34,6 мас.% S. Содержание Co достигает 0,5-1,1 (ср. 0,84) мас.%. Примесь Cu непостоянна, в среднем представлена 0,13 мас.%, достигая в единичном анализе 1,7 мас.%. Отношения Ni/Fe и Ni/(Ni+Fe) составляют 1,14-1,27 и 0,53-0,56 соответственно. Также среди пентландита массивных руд отмечаются единичные железистые разновидности, содержание Fe в которых составляет ~ 36,7 вес.%, Ni ~ 27,7 мас.%, 0,85 мас.% Co при ~ 34,6 мас.% S. Отношение Ni/Fe и Ni/(Ni+Fe) для железистого пентландита составляет 0,75 и 0,43 соответственно.

Халькопирит массивных руд в целом характеризуются составом, близким к стехиометрическому (30,2-31,0 мас.% Fe, 33,8-34,8 мас.% Cu, 34,1-35,2 мас.% S), при постоянной очень низкой примеси Co (до 0,04 мас.%) и колеблющихся низких (до 0,04 мас.%) содержаниях Ni, которое в отдельных анализах достигает 0,2 вес.%.

Пирит I генерации образуют крупные (до 5 см) трещиноватые фенокристаллы в халькопирит-пентландит-пирротинной массе. Он является, по-видимому, наиболее ранним образованием и рядом авторов рассматривается как ксеногенный [3, 6]. Изотопные отношения серы в ксенокристаллах пирита весьма приближены к метеоритному стандарту (среднее $\delta S^{34} + 0,08$ %).

В то же время изотопные отношения в пирротинах, взятых из тех же проб, заметно отличаются (среднее $\delta S^{34} + 1,26 \%$). Это свидетельствует о принадлежности пирита и пирротина к разновозрастным генерациям и, возможно, о переотложении S^{34} в пирротинах сплошных сульфидных руд как фронтальной части зоны магматического замещения (в рудах) [3]. Фенокристаллы пирита содержат 46,3-46,5 мас.% Fe и около 52,4 мас.% S. В распределении Co отмечается некоторая зональность, выраженная в постепенном увеличении содержаний этого элемента от центра (0,75-1,33 мас.% Co) к периферии (1,65-3,3 мас.% Co). Содержания Ni незначительны, и не поднимаются выше 0,07 вес.%. Наибольший разброс значений отмечается в краевых частях фенокристаллов (до 0,07 мас.%), тогда как в центральных частях содержания более стабильны (0,2-0,4 мас.%).

Пирит II генерации выделяется в пентландит-халькопирит-пирротиновой основной массе в виде очень мелких (десятые и сотые доли мм) гипидиоморфных, чаще изометричных зерен, преимущественно группирующихся в прерывистые и сплошные цепочки. Содержание Fe в них составляет 43,15-46,0 мас.% при содержании S 52,3-53,2 мас.%. Примесь Co непостоянна и колеблется от 0,74 до 3,4 мас.%. Содержания Ni также непостоянны и достигают 0,01-0,8 мас.%. Для пирита II генерации характерна небольшая (до 0,17 мас.%) примесь Cu, достигающая в единичных анализах 0,58 мас.%.

Пирит III генерации представлен мелкими (0,2-0,5 мм) гипидиоморфными, чаще идиоморфными зернами и их скоплениями, приуроченными к пентландит-халькопирит-пирротиновому матриксу. Содержание Fe в них составляет 46,0-46,8 мас.% при 52,0-53,24 мас.% S. Для него характерны самые низкие содержания Co (до 0,4 вес.%) при довольно существенном разбросе Ni (до 0,45 вес.%).

Расчет температур образования сульфидных ассоциаций из массивных руд Чайского Cu-Ni месторождения проводился в соответствии с методиками, описанными в [1, 2]. Температура кристаллизации пирротина I генерации и пирита III генерации вычислялись по пирит-пирротиновому геотермометру [1] с использованием коэффициентов распределения Co между пирротинном и пиритом по формуле:

$$T, ^\circ\text{C} = (1000/1,907 + 0,538 \lg K_D^{Co}) - 273 \quad (1)$$

Температура кристаллизации пирротина II и халькопирита вычислялась с помощью коэффициентов распределения Co между пирротинном и халькопиритом [2] по формуле:

$$T, ^\circ\text{C} = (1000/0,92 \lg K_D^{Po-Csp} + 1,568) - 273 \quad (2)$$

При этом учитывалось:

1) пирит I генерации имеет ксеногенную природу и образовывался до формирования сульфидного расплава. Следовательно, равновесие, необходимое для реализации формулы (1) достигалось в краевых частях фенокристаллов, взаимодействующих с сульфидным расплавом, о чем свидетельствует распределение Co в зернах пирита I. Если равновесие достигнуто, определяемая температура должна соответствовать отложению более позднего минерала [1], в данном случае, пирротина I генерации;

2) пирит II генерации по структурно-текстурным взаимоотношениям с пирротинном и халькопиритом и своему химическому составу представляет собой реликты пирита I генерации. Следовательно, он также является более ранним образованием по отношению к пирротину I генерации, и для ассоциации пирротин I – пирит II определяемые температуры будут соответствовать температуре кристаллизации пирротина I генерации;

3) пирит III генерации является более поздним образованием по отношению к пирротину I генерации. Таким образом, для ассоциации пирротин I – пирит III рассчитываемая температура будет соответствовать температуре кристаллизации пирита III генерации;

4) по своим структурным соотношениям, пирротин II генерации в халькопирите представляет собой продукт распада твердого раствора $\text{CuFeS}_2 - \text{FeS}$ и характеризуется единовременным с халькопиритом образованием. Таким образом, температуры, определяемые по формуле (2), будут справедливы для обоих сульфидов.

Полученные температуры составляют 640-800 $^\circ\text{C}$ (в среднем 720 $^\circ\text{C}$) для пирротина I; 370-410 $^\circ\text{C}$ (в среднем 395 $^\circ\text{C}$) для пирротина II и халькопирита; 250-280 $^\circ\text{C}$ для пирита III.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта № ОНЗ-2.1.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безмен Н.И., Тихомирова В.И., Косогова В.П. Пирит-пирротинный геотермометр: распределение никеля и кобальта // Геохимия. 1975. № 5. С. 700-715.
2. Безмен Н.И. и др. Пирит-халькопиритовый геотермометр: распределение кобальта // Геохимия. 1978. №3. С. 384-389.
3. Гурулев С.А. и др. Изотопный состав серы медно-никелевых месторождений Северного Прибайкалья в связи с процессами магматического замещения // Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1978. С. 125-135.
4. Конников Э.Г., Цыганков А.А., Орсов Д.А. Чайское медно-никелевое месторождение // Месторождения Забайкалья. Том 1. Книга 1. М.: Геоинформмарк, 1995. С. 39-47.
5. Леснов Ф.П. Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). Новосибирск: Наука. Сибирское отд., 1972. 227 с.
6. Трунева Ф.М. и др. Некоторые особенности генезиса сульфидных медно-никелевых руд Чайского месторождения // Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1978. С. 97-107.

**КОРЕННАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МАССИВА ГАЛЬМОЭНАН,
КОРЯКИЯ (УРАЛО-АЛЯСКИНСКИЙ ТИП)**

Сидоров Е.Г.*, Толстых Н.Д., Козлов А.П.***, Чубаров В.М.***

**Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия
e-mail: mineral@kscnet.ru*

***Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия
e-mail: tolst@uiggm.nsc.ru*

****Институт проблем комплексного использования природных ресурсов, Москва, Россия
e-mail: kozap@mail.ru*

**THE LODGE MINERALIZATION OF THE GAL'MOENAN MASSIF,
KORYAKIYA (URAL-ALASKAN TYPE)**

Sidorov E.G.*, Tolstykh N.D., Kozlov A.P.***, Chubarov V.M.***

**Institute of Vulcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatskiy, Russia
e-mail: mineral@kscnet.ru*

***Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia
e-mail: tolst@uiggm.nsc.ru*

****Institute of Problems of Complex Development of Natural Resources, Moscow, Russia
e-mail: kozap@mail.ru*

Data presented in this paper represent the results of research of PGM minerals in lode deposit of Gal'moenan intrusion (Koryakiya). The platinum-rich occurrences are located within chromitite in coarse-grained dunite. Pt-Fe alloy-osmium paragenesis is typical for apical part of intrusions and for Levtyrinyvayam placer, whereas Pt₃Fe-iridium paragenesis is typomorphic feature of lode deposit within chromitite. The process of formation of platinum mineralization was a long stage of time. Primary PGM associations were redistributed under influence of post-magmatic fluids and hydrothermal solutions with further location in the fissures, interstices of olivine and chromite grains, and within serpentinite stringers in association with tulameenite, sperrylite, magnetite, Pt-Ir-Fe, Fe-Ni, Fe-Co alloy, and other secondary low-temperature minerals.

Гальмоэнанский массив является эталонным массивом, относящимся к дунит-клинопироксенит-габбровой формации платиноносного пояса Камчатки. Среди слагающих его пород 90% приходится на долю ультраосновных, которые представлены дунитами, верлитами, оливинowymi и магнетитовыми клинопироксенитами. Дуниты слагают ядро массива, вытянутого в северо-