

**ПОДРУДНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ЦИНК-МЕДНО-КОЛЧЕДАННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА (НА ПРИМЕРЕ ГАЙСКОГО
И САФЬЯНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ)**

А.И. Грабежев

Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН

620151, Екатеринбург, Почтовый пер., 7

E-mail: grabezhev@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 5 февраля 2004 г.

Детальное изучение состава минералов позволило установить первичную зональность внутренней части метасоматических ореолов колчеданных месторождений, наиболее четко выраженную на Сафьяновском месторождении. По мере удаления от подводящего канала в фоновых хлорит-иллит-кварцевых метасоматитах наблюдается смена мусковита-иллита $2M_1$ гидроиллитом $t-1M$, а далее – I/S-гидроиллитом $c-1M$ в ассоциации с каолинитом. Это соответствует понижению температуры в указанном направлении с 350°C (и выше) до 200–250°C. Низкотемпературная гидротермальная деятельность продолжилась и после захоронения колчеданных тел – в надколчеданной части месторождения сформировалась совершенно бессульфидная каолинит (диккит)-анкерит-I/S-кварцевая ассоциация. Метаморфизм метасоматитов не превысил цеолитовой ступени. На Гайском месторождении метаморфизм пренит-пумпеллиитовой ступени привел к повсеместному преобразованию первичной слюды в иллит $2M_1$ и полному затупевыванию первичной зональности ореола. Формирование ореола связано с циркуляцией смеси магматической и глубоко погруженной морской воды, обогащенной ^{18}O и обедненной D ($\delta^{18}O = +2,3...+3,8\%$, $\delta D = -16...-47\%$, для 250°C) за счет взаимодействия с силикатными породами. В последующий период на Гайском месторождении происходили прорывы морской воды ($\delta^{18}O = +1,5...+2,7\%$, $\delta D = 0...+6\%$) с последующим образованием пиррофиллитовых кварцитов. В стрессовых зонах сформировались иллитовые, пиррофиллитовые и натрослюдистые (ассоциация иллита, парагонита и экзотической K-Na слюды) сланцы. В живете после регионального метаморфизма в локальных зонах имела место гидратация слюд. Показана немобильность или очень слабая подвижность Al и Ti при метасоматозе, происходящем с уменьшением (в стрессовых зонах) или увеличением геометрического объема.

Ключевые слова: *колчеданные месторождения, метасоматоз, иллит, мусковит.*

**FOOT WALL HYDROTHERMAL ALTERED ROCKS OF URALIAN Zn-Cu MASSIVE
SULFIDE DEPOSITS (ON EXAMPLE OF GAISKOYE
AND SAFYANOVSKOYE DEPOSITS)**

A.I. Grabezhev

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

The primary zoning of massive sulfide deposit inner part was established during detail study of minerals composition at the Safyanovskoye deposit. It is place the transition of muscovite-illite $2M_1$ to hydroillite $t-1M$ and I/S-hydroillite $c-1M$ (in association with kaolinite) in chlorite-illite-quartz metasomatites during moving off channel-way. The temperature was decreased from 350°C to 200–250°C in this direction. The kaolinite (dikkite)-ankerite-I/S-quartz association have formed over massive sulfide ores (after their burial). Regional metamorphism of metasomatites correspondes to zeolite facies. At the Gaiskoye deposit the metamorphism of prenite-pumpelliite facies have led to transformation primary mica to illite $2M_1$ and destruction of primary zoning. Zoning formation is defined by circulation of magmatic and marine water mixture. This fluid is enriched by ^{18}O and depleted by D ($\delta^{18}O = +2,3...+3,8\%$, $\delta D = -16...-47\%$, для 250°C) in result of reaction with silicate rocks. Further, the pyrophyllite are formed at break of marine water ($\delta^{18}O = +1,5...+2,7\%$, $\delta D = 0...+6\%$). In this time illite, pyrophyllite and Na mica (paragenesis of illite, paragonite and K-Na gomogenius mica) schists are formed in stress zones. It is shown Al and Ti immobility during metasomatism, formed with volume decrease (in stress zones) or volume increase.

Key words: *massive sulfide deposit, metasomatism, muscovite, illite.*

Детальное изучение руд позволило получить в последнее время новые интересные данные об условиях формирования колчеданных месторождений Урала. Однако синтез генетической модели древних колчеданных месторождений невозможен без учета первичных условий формирования метасоматитов (являющихся важнейшей составной частью этих месторождений) и их дальнейшего преобразования, в том числе и при региональном метаморфизме. Тем не менее, исследованию метасоматитов уделяется очень мало внимания и совершенно недостаточно используются современные методы изучения вещества. Наиболее информативные (в современном плане) ранее полученные результаты изучения метасоматитов весьма немногочисленны [Буслаев, 1969; Пшеничный, 1975; Авдонин, Поленков, 1977; Зайков и др., 1989; Русинов, 1989; Баранов и др., 1989; Удачин, 1990 и др.]. В последнее время получены интересные данные по диагенезу продуктов подводного выветривания колчеданных построек [Масленников, 1999; Аюпо-

ва и др., 2002]. Нами предпринято изучение метасоматитов подрудных ореолов с использованием современных методов исследований для двух крупных вышеуказанных типовых месторождений. Применялся метод высоковольтной электронографии (ускоряющее напряжение 250 kV, аналитик А.П. Жухлистов, ИГЕМ РАН), микронзондовый, изотопный и другие методы. Результаты этих исследований приводятся ниже в обобщенном виде.

Зональность метасоматических ореолов

Геологическое строение месторождений изучалось многими исследователями [Бородаевская и др., 1968; Язева и др., 1992 и др.] и в настоящей работе не рассматривается. Метасоматический ореол Сафьяновского месторождения характеризуется субмеридональным простиранием при крутом падении на запад (рис. 1). Протяженность ореола превышает 1 км, мощность по латерали достигает 200 м, а протяженность по вертикали превышает 500 м. Несмотря

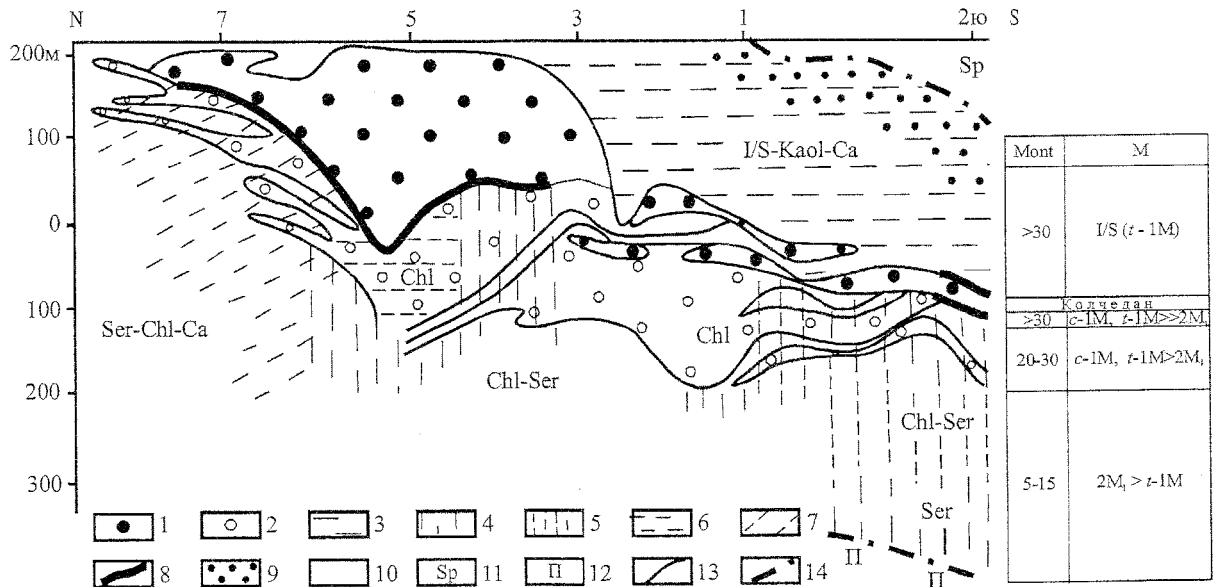


Рис. 1. Совмещенная продольная вертикальная проекция рудных тел и метасоматитов Сафьяновского месторождения.

1 – массивная колчеданная руда; 2 – прожилково-вкрапленное оруденение; 3 – I/S-каолинит-карбонат-кварцевые метасоматиты и частично измененные породы надрудной части ореола; 4-8 – метасоматиты подрудной части ореола: 4 – (судонит, хлорит)-гидросерицит-кварцевые, 5 – гидросерицит-хлорит-кварцевые, 6 – сульфидно-хлорит-кварцевые (в районе профиля 1 – преимущественно сульфидно-хлоритовые), 7 – карбонат-гидросерицит-хлорит-кварцевые, 8 – пористые кварцевые метасоматиты под массивным колчеданом; 9 – гематитизация; 10 – нерасчлененные метасоматиты; 11 – серпентиниты; 12 – хлорит-кварц-альбитовые пропилиты; 13 – границы рудных тел; 14 – некоторые тектонические нарушения. Цифры сверху – номера некоторых буровых профилей. Справа в таблице показано изменение по вертикали количества монтмориллонитовых слоев в слюде (Mont) и политипной модификации слюды (M) по скв. П-17 профиля 2ю.

ря на сложное внутренне строение, ореол имеет четко выраженную генерализованную зональность [Грабежев и др., 2001]. В центральной стволовой части месторождения, фиксирующей зону подводящего канала, развиты преимущественно пирит-халькопирит-хлорит-кварцевые метасоматиты (и существенно кварцевые метасоматиты около массивных колчеданов), сменяющиеся ниже и южнее по простиранию хлорит-гидроиллит-кварцевыми метасоматитами. В метасоматитах внешней части этой зоны и в слабо измененных вмещающих породах появляется карбонат. В глубокозалегающей южной периферии месторождения наблюдаются гидроиллит-кварцевые метасоматиты, сменяемые выше хлорит-гидроиллит-*I/S* (иллит/сметит)-кварцевыми метасоматитами. В надколчеданной части месторождения здесь картируются частично измененные кислые вулканогенно-осадочные породы с участками диккит-каолинит-*I/S*-анкерит-кварцевых метасоматитов. Анкерит исключительно характерен для надколчеданной части ореола, где полностью отсутствуют сульфиды. В верхней части разреза нередок гематит.

На Гайском месторождении субмеридиональный метасоматический ореол протяженностью до 5 км при мощности от 50 до 500 м имеет восточное падение и прослежен до глубины 1,9 км. Внутренняя его часть складывается обычно апориодацитовыми фоновыми пирит-хлорит-иллит-кварцевыми метасоматитами, к верхней границе которых тяготеют рудные тела и иллитовые кварциты [Бородаевская и др., 1968; Зайков и др., 1989; Грабежев и др., 1998 и др.]. Содержание хлорита возрастает к периферии ореола. Внешняя часть ореола представлена пирит-кальцит-(серицит, эпидот)-хлорит-кварц-альбитовыми пропилитами, нередко гематитизированными висячем боку ореола. Спорадически среди них встречаются участки кварц-альбитовых метасоматитов. Все метасоматиты и выше лежащие осадочные породы улутаусской свиты (живетского возраста) подверглись метаморфизму пренит-пумпеллиитовой ступени [Бородаевская и др., 1968]. Довольно редко встречаются хлорит-кварцевые метасоматиты часто с карбонатом), развивающиеся по породам андезит-дацитового состава и особенно по дайкам основных пород. В последнее время в южной части месторождения выявлена и детально изучена крупная зона иллитсодержащих пиррофиллит-кварцевых метасоматитов и пиррофиллитовых сланцев [Зайков и др., 1989; Удачин, 1990].

В пределах зоны перемежаются сланцы, состоящие из переменного количества кварца, серицита и пиррофиллита, а также диаспора. Сланцы обычно содержат участки и будины массивных серицитовых и пиррофиллитовых кварцитов. Массивные метасоматиты по своим особенностям, содержанию Si, Al, Ti являются, скорее всего, наиболее кислотными аналогами серицит-кварцевых метасоматитов. Сланцы характеризуются низким содержанием Si при нередко повышенном количестве Al и Ti по сравнению с исходными породами дацит-липаритового состава. Локально, преимущественно в контакте с рудными телами в верхней части месторождения, наблюдаются тела иллитовых, кварц-иллитовых и натрийсодержащих слюдистых сланцев мощностью до 20 м, нередко содержащие будины массивных хлорит-иллит-кварцевых метасоматитов [Буслаев, 1969; Пшеничный, 1975 и др.]. Натрийсодержащие слюдистые сланцы являются одними из наиболее поздних образований, так как наблюдается развитие натриевых слюд по трещинам и согласно полосчатости сфалеритовых руд, а также иногда – пиррофиллитовых сланцев.

Минералы метасоматитов

Слюда метасоматитов обоих месторождений представлена исключительно иллитом (то есть недосыщенным калием мусковитом), в различной степени гидратированным. Обычно используемый термин “серицит” следует применять лишь в тех случаях, когда слюда не идентифицирована [Омельяненко и др., 1988]. На Сафьяновском месторождении в центральной части зоны подводящего канала фиксируется [Грабежев и др., 2001] преимущественно иллит $2M_1$ с примесью модификации $1M$ при минимальной степени их гидратации (количество монтмориллонитовых межслоев в слюде составляет 0-10, реже до 15%). Степень совершенства структуры слюды средняя. В метасоматитах подколчеданной части южного выклинивания рудной зоны наряду с каолинитом наблюдается *I/S*, количество монтмориллонитовых межслоев в котором достигает 30%. Расширенность рефлекса (001) свидетельствует о наличии нескольких иллит-сметитовых слюд. Преобладает редко встречающийся нецентросимметричный политип слюды *c-1M* в ассоциации с обычными центросимметричными политипами слюд – *t-1M* и $2M_1$. Ниже до 425 м количество меж-

слоев в I/S политипа $t-1M$ понижается (до 25%). Совместно с хлоритом присутствует судоит. Слюды надколчеданной части месторождения представлены исключительно I/S (25-30% монтмориллонитовых слоев) модификации $t-1M$, обычно находящейся в ассоциации с дикситом $2M_1$ ($b=8,93 \text{ \AA}$, степень совершенства структуры низкая). Степень совершенства структуры слюды средняя-низкая и низкая. Негидратированная слюда нижней части ореола соответствует иллиту (в формульных единицах): Si – 3.13, Ti – 0.004, Al – 2.79, Fe – 0.04, Mg – 0.04, Na – 0.11, K – 0.72. Кристаллохимическая формула (расчитанная на 7 катионов) сильно гидратированной слюды отвечает: Si – 3.25, Ti – 0.00, Al – 2.64, Fe – 0.04, Mg – 0.08, Na – 0.08, K – 0.58. Значения Na/(Na+K) отношения в слюде по микронзондовому анализу составляют 0.12-0.15, а по многочисленным химическим анализам метасоматитов – преимущественно 0.10-0.25.

На Гайском месторождении, в отличие от Сафьяновского, слюда во всех метасоматитах, по данным микронзондового анализа, рентгеновской дифрактометрии и высоковольтной электронографии, представлена преимущественно

негидратированным иллитом исключительно модификации $2M_1$. При этом слюда может содержать до 1-2 мас.% адсорбционной и низкотемпературной несвязанной межслоевой воды. Сумма межслоевых катионов (K, Na, Ca и Ba) варьирует от 0.72 до 0.87 ф.е. (табл. 1), причем большая часть анализов располагается ниже границы между слюдами иллитового и мусковитового состава, отвечающей 0.86-0.88 ф.е. [Кориковский и др., 1995; Yates, Rosenberg, 1997 и др.]. Хорошо выраженный отрицательный тренд между Si и суммой межслоевых катионов (K, Na, Ca, Ba) указывает на преобладание в слюдах пиррофиллитовой схемы изоморфизма, однако пиррофиллит обнаружен только в нескольких образцах. Гидроиллит (5-7% межслоев) встречается достаточно редко и преимущественно в зонах расщепления около рудных тел. Величина Mg+Fe обычно составляет 0.06-0.15 ф.е., достигая в отдельных случаях 0.22 ф.е. Изоморфизм фенгитового типа для белых слюд уральских колчеданных месторождений не устанавливается. Интересной особенностью иллитов хлорит-иллит-кварцевых метасоматитов Гайского месторождения является повышенное

Таблица 1
Кристаллохимические формулы минералов из метасоматитов Гайского (1-5, 8-10) и Сафьяновского (6, 7, 11, 12) месторождений (ф.е.)

№ п.п.	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg	Ca	Ba	Na	K	Su	F
1	3.11	0.89	1.81	0.05	0.04	0.01	0.03	0.17	0.62	0.83	0.20
2	3.17	0.83	1.90	0.04	0.06	0.03	0.01	0.19	0.61	0.84	0.23
3	3.08	0.92	1.88	0.04	0.08	0.02	0.00	0.62	0.22	0.86	0.26
4	3.30	0.70	1.97	0.01	0.02	0.00	0.00	0.11	0.62	0.73	0.15
5	3.16	0.84	1.96	0.02	0.02	0.05	0.02	0.38	0.37	0.82	0.46
6	3.13	0.87	1.92	0.04	0.04	0.00	-	0.11	0.72	0.83	0.13
7	3.25	0.75	1.89	0.04	0.07	0.00	-	0.08	0.58	0.66	0.12
8	2.55	1.45	1.30	1.83	2.87	-	-	-	-	-	0.39
9	2.65	1.35	1.60	0.77	3.63	-	-	-	-	-	0.18
10	2.75	1.25	1.56	0.84	3.60	-	-	-	-	-	0.19
11	2.55	1.45	1.46	0.98	3.56	-	-	-	-	-	0.22
12	2.73	1.27	1.42	2.12	2.46	-	-	-	-	-	0.46

Примечание. 1-7 – слюды: 1, 2 – иллиты из фоновых хлорит-иллит-кварцевых метасоматитов соответственно северной (4 ан.) и центральной (9 ан.) частей рудного поля; 3 – парагонит, аналогично 2 (2 ан.); 4 – иллит из локальной зоны иллит-пиррофиллит-кварцевого метасоматита (1 ан.); 5 – агрегат слюды из локальной зоны натрийсодержащего слюдита (4 ан.); 6, 7 – соответственно иллит и гидроиллит из хлорит-иллит-кварцевых метасоматитов. 8-12 – хлориты: 8, 9 – хлорит-иллит-кварцевые метасоматиты из соответственно северной (2 ан.) и центральной (2 ан.) частей рудного поля; 10 – кварц-хлоритовый метасоматит (1 ан.); 11 – хлорит-иллит-кварцевые метасоматиты по андезито-дацитам (4 ан.); 12 – хлоритовый метасоматит с прожилково-вкрапленным сульфидным оруденением (2 вн.).

Su – сумма межслоевых катионов. $F = Na/(Na+K)$ для слюд и $F = Fe/(Fe+Mg)$ для хлоритов. Образцы из коллекции Ф.П. Буслаева, В.В. Зайкова, Г.Н. Пшеничного. Прочерк – элемент не определялся.

значение отношения натрия к сумме межслоевых катионов, обычно составляющее 0.15-0.20, по данным микрозондового и химического анализов. В отдельных образцах оно достигает 0.30-0.35 и в этом случае иллиту сопутствует небольшое количество парагонита.

По данным высоковольтной электронографии, величина $Na/(Na+K)$ отношения в иллите составляет 0.07-0.12 (вычислена по значению $c \cdot \sin \beta/2 = 9.98-10.00 \text{ \AA}$), а во многих слюдяных агрегатах установлена очень небольшая примесь калиевого парагонита или K-Na слюды с величиной $b_0 = 8.908-8.917 \text{ \AA}$.

Слюды пиррофиллитсодержащих метасоматитов, иллитовых и кварц-иллитовых сланцев представлены иллитом модификации $2M_1$ с величиной суммы межслоевых катионов 0.80-0.83 ф.е. и значением $Na/(Na+K)$ отношения 0.10-0.20. Первые очень интересные исследования натрийсодержащих слюдяных сланцев связаны с именами Г.Н. Пшеничного [1975] и Ф.П. Буслаева [1969], а также сотрудников ЦНИГРИ. По величине K_2O/Na_2O отношения наблюдаются все переходы от чисто парагонитовых до иллитовых составов. Обычно парагонит заметно преобладает над калиевой слюдой и величина $Na/(Na+K)$ отношения составляет 0.5-0.7. Наши детальные исследования

образцов из коллекции Г.Н. Пшеничного показали, что для натриевых слюд характерна ассоциация тонкочешуйчатых (обычно 0,01-0,001 мм) иллита, K-Na слюды и парагонита модификаций $2M_1$, находящихся в тончайшем срастании. Наличие двух натриевых слюд диагностируется методом высоковольтной электронографии от косых текстур по расщеплению парагонитовых рефлексов [Грабежев и др., 1998]. Электронографические параметры элементарных ячеек парагонита и K-Na слюды из негидратированной слюдяной ассоциации соответственно составляют: $a_0 = 5.13$ и 5.15 \AA , $b_0 = 8.89$ и 8.92 \AA , $c_0 = 19.21$ и 19.60 \AA , $\beta = 94.14$ и 94.77° , $c^*(\sin \beta/2) = 9.59$ и 9.76 \AA . Значения $Na/(Na+K)$ отношения, рассчитанные по формуле $d_{002} = 10.034-0.427 Na/(Na+K)$, равны соответственно 0.95 и 0.64, а для мусковита – 0.13. На рентгеновских дифрактограммах K-Na слюды отвечает рефлекс $d_{004} = 4.88-4.90 \text{ \AA}$, промежуточный между наблюдаемыми рефлексами мусковита и парагонита (рис. 2). Микрозондовый анализ дает состав смеси слюд в связи с очень тонкими их срастаниями. Трехслюдяная ассоциация ранее была установлена нами в метасоматитах Томинского медно-порфирирового месторождения [Грабежев и др., 1995]. Аргументация существования гомогенной K-Na слюды приведена нами впервые параллельно с [Jiang, Peacor, 1993].

Охарактеризованная выше негидратированная трехслюдяная ассоциация встречается весьма редко. Гораздо чаще слюды заметно гидратированы, но тем не менее относятся к модификации $2M_1$. По рентгеновской дифрактометрии содержание монтмориллонитовых межслоев составляет 5-8% в гидрослюде и 25-28% в парагонит-сметтите. Последний иногда развивается по секущим трещинам в менее гидратированных натриевых

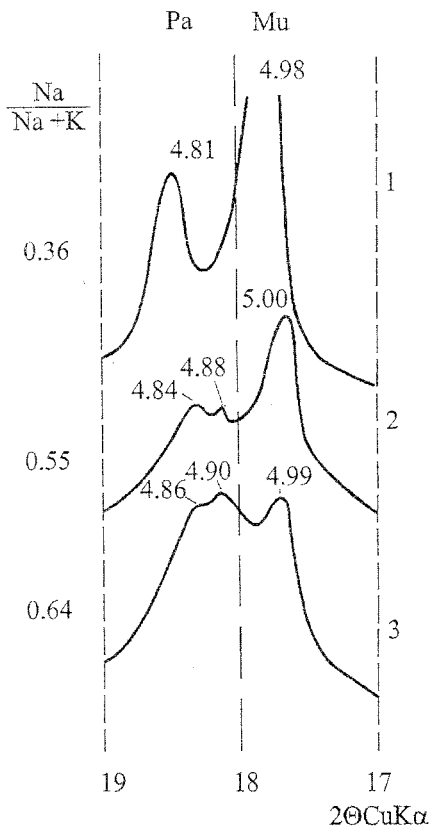


Рис. 2. Фрагменты рентгеновских дифрактограмм слюдяных ассоциаций из метасоматитов колчеданных месторождений.

1 – ассоциация иллита и парагонита из слюдино-кварцевого метасоматита Зюзельского серноколчеданного месторождения; 2, 3 – ассоциация слабогидратированных иллита, парагонита и промежуточной гомогенной калий-натриевой слюды из слюдяных метасоматитов Гайского месторождения. Слева показана величина $Na/(Na+K)$ отношения слюдяных ассоциаций.

слюдистых сланцах. Парагонит-сметиты с большим содержанием монтмориллонитовых пакетов (до натриевого ректорита) описаны ранее [Буслаев, 1969 и др.].

Хлорит из метасоматитов Гайского месторождения имеет преимущественно триоктаэдрическую структуру, количество Al составляет 2.6-3.0 ф.е. Хорошо выражена обратная зависимость между Al и Si, в то время как между Al^{VI} и Si она практически отсутствует. В большинстве образцов железистость хлорита составляет 0.18-0.25 (иногда до 0.34-0.56). Диоктаэдрический хлорит (судоит) наблюдается преимущественно в зонах наиболее сильного кислотного выщелачивания. Он характеризуется низкой железистостью (0.07-0.10), имеет низкое значение параметра $b_0=9.07 \text{ \AA}$ и высокую интенсивность рефлекса 003 (до 40-48% от общей суммы интенсивностей первых трех базальных отражений). В хлорит-иллит-кварцевых метасоматитах судоит иногда встречается в ассоциации с магнезиальным триоктаэдрическим хлоритом ($b_0=9.205 \text{ \AA}$, $f=0.08$) и иллитом. Ассоциация ди- и триоктаэдрических хлоритов неоднократно приводилась в литературе. Иногда хлорит сопровождается небольшим количеством смешанослойного минерала типа хлорит-сапонит, о чем свидетельствует наличие на дифрактограммах небольшой площадки в области 14.1-15.5 \AA . Возможно, данный минерал относится к 28 \AA корренситу, который может быть частично устойчивым без перехода в хлорит, при температуре до 300°C. На Сафьяновском месторождении железистость хлорита сильно варьирует, составляя 0.18-0.27 в апоандезито-дацитовых гидроиллит-хлорит-кварцевых метасоматитах, 0.32-0.49 – в априодацитовых сульфидно-хлорит-кварцевых метасоматитах центральной части месторождения, и 0.16 – в сульфидно-хлоритовых метасоматитах. Непосредственно под массивным колчеданом и в зонах прожилково-вкрапленного оруденения широко развит судоит с железистостью 0.01.

Карбонат из метасоматитов и прожилков центральной части Сафьяновского месторождения представлен маложелезистым анкеритом (2-5% минала $FeCO_3$), обычно находящимся в ассоциации с кальцитом. В пирит-халькопиритовой руде наблюдается уже умеренно железистый анкерит (13-19% минала $FeCO_3$), часто присутствует брейнерит (4-5, до 8-11% $FeCO_3$). Наблюдается увеличение железистости прожилкового анкерита (от 4-5 до 8-11% минала $FeCO_3$)

в метасоматитах подрудной части южного выклинивания рудной зоны с глубиной (от 355 до 521 м по скв. П-17). Анкерит здесь постоянно ассоциирует с кальцитом (0,3-2,2% минала $MgCO_3$ и 0,2-1,3% минала $FeCO_3$). В надрудной части карбонат прожилков представлен умеренно железистым анкеритом (8-10% минала $FeCO_3$, 0,1-0,5% минала $MnCO_3$), довольно редко сопровождающимся кальцитом.

Химический состав метасоматитов и миграция компонентов

На колчеданных месторождениях наблюдаются сильные вариации состава субстрата и широкое развитие, особенно вблизи рудных тел, микропрожилково-сегрегационного окварцевания, сульфидизации. Это не позволяет достоверно рассчитать параметры миграции вещества общепринятыми методами на основе постоянства объема. Поэтому нами использованы диаграммы типа Al-Ti для выяснения степени немобильности этих элементов, изменения объема, состава замещаемого субстрата и возможности дальнейших расчетов по методикам [Грабежев и др., 2002 и др.].

На диаграмме Al_2O_3 - TiO_2 анализы метасоматитов по скв. П-17 Сафьяновского месторождения укладываются в два четких тренда (рис. 3, Г), которые, с одной стороны, выходят примерно в ноль координат, а с другой – пересекают тренд исходных вулканитов. Поэтому можно однозначно полагать, что гидроиллит-хлорит-кварцевые метасоматиты (тренд А) сформировались по вулканитам андезито-дацитового состава, а (хлорит)-гидроиллит-кварцевые метасоматиты (тренд Б) – по вулканитам риолитового состава (табл. 2). График свидетельствует о высокой степени однородности состава двух толщ исходных вулканитов по скв. П-17 и немобильном поведении Al и Ti. Подобная зависимость наблюдается для хлорит-гидросерицит-кварцевых и сульфидно-хлорит-кварцевых метасоматитов центральной части Сафьяновского месторождения. Судя по диаграммам, сульфидно-хлорит-кварцевые метасоматиты сформировались почти исключительно по вулканитам риодацитового и риолитового состава. Следует отметить, что хлоритолиты многих других уральских колчеданных месторождений могут иметь другой генезис. Наличие указанных трендов объясняется микропрожилково-сегрегационным окварцеванием и

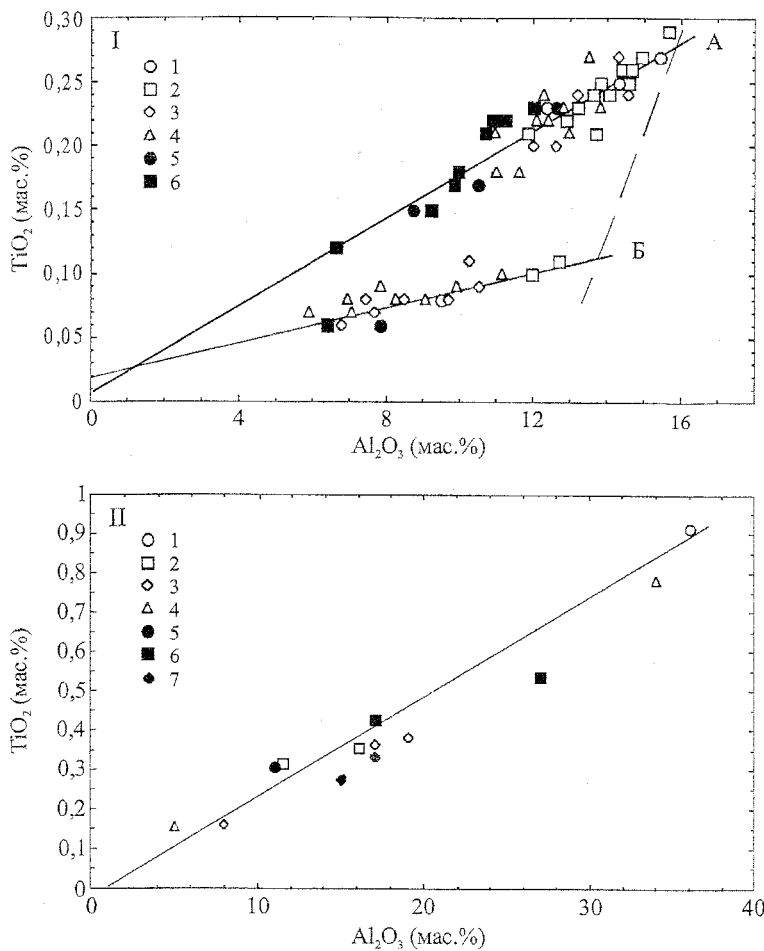


Рис. 3. Зависимость между содержаниями Al_2O_3 и TiO_2 в метасоматитах Сафьяновского (I) и Гайковского (II) месторождений.

I – апоандезито-дацитовые гидросерицит-хлорит-кварцевые метасоматиты (A) и апориолитовые (хлорит)-гидросерицит-кварцевые метасоматиты (B) по скважине П-17. 1-6 – содержания серы (в мас.%), соответственно, менее 1, 1-2, 2-5, 5-8, 8-11 и 11-25.

II – серицит-кварцевые и кварц-серицитовые метасоматиты Ново-Учалинского месторождения. 1-7 – содержания серы (в мас.%), соответственно, менее 1, 1-2, 2-3, 3-5, 5-9, 9-12, 12-22. График построен по анализам образцов из коллекции Г.Н. Пшеничного.

Сплошные линии отвечают линиям регрессии выборок метасоматитов. Прерывистой линией показан тренд исходных пород (по средним анализам), взятых из различных участков месторождения.

сульфидизацией метасоматитов, что должно сопровождаться увеличением геометрического объема в условиях немобильного поведения Al и Ti [Грабежев и др., 2002]. Наблюдается резкое усиление данных процессов по мере приближения к телам массивных или густовкрапленных колчеданов.

Расчеты изменения масс и объемов при образовании метасоматитов при принятии немобильного поведения Al и Ti указывают на значительные вариации массы (от 0 до 49%) и объема (от 0 до 30%). В ряде случаев значения этих параметров достигают соответственно 115 и 93%. Расчет миграции вещества с учетом немобильности Al и Ti показывает, что в большинстве случаев имеет место значительный привнос SiO_2 (10-80%), MgO (446-1288%), а также железа. Na и Ca почти полностью выносятся, а сера и углекислота привносятся.

На Гайском месторождении формирование хлорит-иллит-кварцевых метасоматитов происходит при немобильном поведении алюминия и титана в условиях постоянного объема (поля содержаний Al и Ti в исходных поро-

дах и метасоматитах совпадают) или увеличения геометрического объема. Иллюстрирующие это пробы отобраны соответственно в удалении от рудных тел и вблизи них, где интенсивно развито прожилково-сегрегационное окварцевание. Последнее характерно не только для уральских месторождений, но и для многих детально изученных колчеданных месторождений Канады [Leshner et al., 1986 и др.]. С учетом вышеизложенного можно утверждать, что при образовании большей части фоновых хлорит-иллит-кварцевых метасоматитов имеет место небольшой привнос SiO_2 (до 10%) и очень большой – K, S. Очень сильно выносятся Na, Ca, Mg, P, а также частично FeO (до 20-30%). Формирование околорудных иллитовых кварцитов сопровождается значительным привносом K, Si (до 170%), Fe (до 240%), при почти полном выносе Na и небольшом – Mg (на 17%) и Ca (на 24%).

Еще более интересен анализ поведения Al и Ti при формировании существенно бескварцевых пиррофиллитовых, слюдисто-пиррофиллитовых, слюдистых сланцев из зон интенсивно-

Типовые составы метасоматитов Сафьяновского (1-10) и Гайского (11-16) месторождений (мас.%)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	75.89	73.05	68.21	80.08	66.30	62.28	62.29	87.93	23.14	63.40	69.33	75.37	78.41	83.03	65.83	48.80
TiO ₂	0.12	0.08	0.08	0.06	0.24	0.27	0.21	0.06	0.17	0.12	0.45	0.43	0.19	0.48	0.90	1.06
Al ₂ O ₃	12.98	12.80	8.74	6.81	15.40	14.96	11.81	5.10	14.00	9.25	13.90	12.76	5.74	11.74	24.95	33.98
Fe ₂ O ₃	2.14	0.81	0.64	0.76	3.26	4.01	2.41	1.44	5.41	8.45	4.81	1.11	1.62	0.25	0.40	1.80
MnO	0.02	0.01	0.03	0.01	0.07	0.1	0.03	0.02	0.07	0.03	0.02	-	-	0.03	-	-
MgO	0.48	4.02	1.70	0.82	3.15	7.05	4.72	0.40	14.45	4.88	1.74	0.51	0.59	0.10	0.20	0.36
CaO	0.65	0.92	3.26	0.78	0.94	0.34	0.05	0.25	0.94	0.05	2.11	0.17	0.69	0.15	0.17	1.76
Na ₂ O	5.28	0.18	0.16	0.14	3.62	0.43	0.35	0.16	0.11	0.04	4.39	0.30	0.07	0.24	0.36	3.48
K ₂ O	0.80	0.84	1.79	1.39	1.55	1.84	1.94	0.94	0.37	0.41	1.00	2.56	1.07	0.57	2.40	2.44
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.04	0.02	0.05	0.05	0.04	0.02	0.12	0.04	0.05	0.03	0.04	0.03	0.08	
F		0.07	0.05	0.04		0.09	0.08		0.21	0.06						
CO ₂	0.91	1.08	2.81	0.78	0.70	0.49	0.15	0.20	1.16	0.36						
FeS ₂		2.18	10.17	6.09		2.46	11.76	1.25	25.09	5.10		4.15	8.12			
BaSO ₄		0.17	0.17	0.88		0.17	0.17									

Примечание. 1 – риолит (17 ан.); 2-4 – апориолитовые метасоматиты по скв. П-17: 2 – судоит-I/S-кварцевый (2 ан.), 3 – хлорит-карбонат-пирит-гидроиллит-кварцевый из зоны бедных прожилково-вкрапленных руд (4 ан.), 4 – пирит-гидроиллит-кварцевый (1 ан.); 5 – дацит (10 ан.); 6-7 – аподацитовые пирит-гидроиллит-хлорит-кварцевые метасоматиты по скв. П-17 (6 и 5 ан.); 8 – тоже, по скв. 2066 (1 ан.); 9 – апориодацитовый сульфидно-хлоритовый метасоматит по скв. 2132 (2 ан.), в пробе содержится 3.64 мас.% CuFeS₂ и 2.43 мас.% ZnS; 10 – апориодацитовый сульфидно-хлорит-кварцевый метасоматит по скв. 2103 (7 ан.), в пробе содержится 3.38 мас.% CuFeS₂ и 0.03 мас.% ZnS; 11 – дациты эффузивно-широкластической фации; 12-16 – метасоматиты по ним: 12, 13 – серицит-кварцевые метасоматиты (6 ан.) и пирит-серицитовые кварциты (3 ан.), 14-16 – соответственно пирофиллит-кварцевые метасоматиты (2 ан.), кварц-серицит-пирофиллитовые сланцы (3 ан.) и слюдястые (иллит-смектит, парагонит-смектит, 1 ан.) сланцы из локальных зон. Fe₂O₃ представлено только силикатным железом. Использованы анализы из работ [Бородаевская и др., 1968; Буслав, 1969; Пшеничный, 1975; Зайков и др., 1989; Грабежев и др., 1998, 2001].

го расланцевания. На каждом месторождении наблюдается приуроченность метасоматитов, сформировавшихся по однотипным породам, к единому тренду, исходящему примерно из нуля координат (рис. 3, II). Наиболее всерьезная модель интерпретации – немобильное поведение Al и Ti (при кажущемся их привносе) в условиях значительного уменьшения геометрического объема [Грабежев и др., 2002]. Механизм уменьшения геометрического объема связан с сильным возрастанием пористости при растворении кварца исходных иллит-пирофиллит-кварцевых метасоматитов в связи с высоким давлением в зонах интенсивного стрессового расланцевания. Это приводит к механическому уплотнению пирофиллита, слюды и рутила при их частичной перекристаллизации. Процесс

сопровождается очень сильным выносом Si, Na, Ca, Mg, Fe. Единый тренд для всех типов метасоматитов Гайского месторождения на диаграмме K-Rb свидетельствует о постоянстве источника флюида в течение всей долговременной эволюции метасоматического процесса.

Отметим, что миграция вещества при формировании метасоматических ореолов колчеданных месторождений Урала рассматривалась во многих работах [Рудницкий, 1987 и др.] на основе средних составов метасоматитов и вмещающих пород при условии постоянства геометрического объема при метасоматозе. Эти расчеты соответствуют действительности (кроме участков ореолов, примыкающих к рудным телам), если состав исходных пород выбран правильно.

Обсуждение результатов

Сафьяновское и Гайское месторождения характеризуются схожей зональностью генерализованных метасоматических ореолов, однако каждое из них имеет индивидуальные особенности, определяющиеся спецификой условий минералообразования и последующей перекристаллизации. Для Сафьяновского месторождения – это формирование в зоне подводящего канала апориолитовых сульфидно-хлорит-кварцевых метасоматитов, вмещающих основную часть прожилково-вкрапленных халькопиритовых руд. Как показано выше, данные метасоматиты образовались при немобильном поведении Al и Ti и значительном привносе магния в условиях увеличения геометрического объема за счет прожилково-сегрегационного окварцевания и сульфидизации, которые наиболее сильно выражены в контакте с колчеданными телами. Причиной сильной трещиноватости могло явиться брекчирование в верхних частях колчеданных построек. Температура образования этих метасоматитов, определенная по содержанию Al^{IV} в хлоритах, составляет 279-293°C. Аналогичные апориолитовые хлорит-кварцевые метасоматиты свойственны докембрийским колчеданным месторождениям Канады [Barrett, MacLean, 1991 и др.], где они, как и на Сафьяновском месторождении, окаймляются зонами хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов. По изотопным данным, наиболее вероятно формирование данных метасоматитов при прорывах морской воды в подводящие каналы, что сопровождается значительным привносом магния [Costa et al., 1983].

Ценную информацию об условиях формирования месторождений дает изучение слюд. Наличие иллита модификации $2M_1$ в метасоматитах зоны подводящего канала Сафьяновского месторождения свидетельствует, с учетом экспериментальных и эмпирических данных [McDowell, Elders, 1980; Yates, Rosenberg, 1997], о том, что температура метасоматического минералообразования в подводящем канале могла достигать 300-330°C и выше. Согласно вышеуказанным исследователям, при более высокой температуре образуется мусковит модификации $2M_1$. По мере удаления от подводящего канала по латерали среднетемпературный характер процесса сменяется низкотемпературным (250°C и ниже) – в метасоматитах возрастает роль гидроиллита $t-1M$, а далее – ассо-

циации I/S, гидроиллита $c-1M$, каолинита. Флюид характеризовался промежуточным составом между магматической и морской водой ($\delta^{18}O_{H_2O} = +3.2\%$, $\delta D = -47\%$ для $T=250^\circ C$) и низкой активностью углекислоты. Судя по величине $Na/(Na+K)$ отношения в слюде (0.10-0.25), флюид должен характеризоваться повышенной активностью натрия. Изотопный состав кальцит-анкеритовой ассоциации из метасоматитов внешней зоны ореола ($\delta^{13}C = -4.37...-4.20\%$, $\delta^{18}O = +19.45...+21.45\%$) свидетельствует о значительной роли метаморфогенной воды в составе флюида, циркулирующего в этой части ореола. Близкий изотопный состав имеют карбонаты и ряда других колчеданных месторождений Урала. Выявленная зональность изменения степени гидратированности и структуры слюды свидетельствует не только о первичном характере зональности, но и об отсутствии существенного метаморфизма (по крайней мере не выше цеолитовой ступени) метасоматитов месторождения. Это же подчеркивается и значительной степенью сохранности первичных особенностей руд.

На Сафьяновском месторождении четко фиксируется продолжение гидротермальной деятельности и после перекрытия колчеданных построек, однако не сопровождающейся гипогенным рудообразованием. Присутствие в постколчеданных метасоматитах смешанослойного иллита-монтмориллонита (25-35% межслоев) модификации $t-1M$ и диккита свидетельствует об очень низкотемпературном характере процесса (менее 250°C). Отсутствие сульфидов в метасоматитах указывает на крайне низкую активность серы. В то же время повсеместное наличие значительного количества анкерита (10-20 об.%) иллюстрирует обогащение флюида углекислотой и его повышенную кислотность, как следует из экспериментальных данных [Зарайский, 1989]. Вероятно, нередко наблюдающаяся слабая гидратированность слюды $2M_1$ из метасоматитов центральной части рудного ореола связана с наложением на первичную ассоциацию низкотемпературного послеколчеданного этапа минералообразования. Изучение изотопного состава карбоната ($\delta^{13}C = -1.32...-2.84\%$, $\delta^{18}O = +18.8...+22.2\%$) из метасоматитов и прожилков указывает на то, что значительная часть углекислоты флюида заимствована из известняков рудного поля. Температура гомотенизации флюидных включений из карбоната и кварца прожилков обычно составляет 132-197°C.

По кальцит-доломитовому геотермобарометру (на основе микросондовых анализов состава равновесных карбонатов) температура их формирования отвечает 163-172°C, а давление – 0.30-0.37 кбар (определения В.В. Мурзина, скв. П-17, гл. 350 м). Рассчитанные значения $\delta^{18}\text{O}$ флюида составляют +8.17 и +14.87‰, что превышает величину $\delta^{18}\text{O}$ магматического флюида.

Несколько иная история формирования устанавливается для Гайского месторождения. Повсеместное распространение на месторождении иллита модификации $2M_1$ свидетельствует, с учетом экспериментальных данных, о том, что первичная слюда была представлена иллитом $1M$, который при метаморфизме был преобразован в слюду ныне наблюдающейся модификации. По данным [Бородаевская и др., 1968], месторождение, а соответственно и ореол хлорит-иллит (или I/S)-кварцевых метасоматитов, сформировалось в эйфеле, а в живете подверглось региональному метаморфизму пренит-пумпеллиитовой ступени. Преобразование слюды при метаморфизме подтверждается и отсутствием зональности в распределении различных модификаций слюды, как это фиксируется для Сафьяновского месторождения. В соответствии с экспериментами, температура полного перехода иллит-монтмориллонита и гидроиллита в иллит отвечает 200-250°C, а иллита в мусковит – температуре более 250-300°C [Srodon, Eberl, 1984; Yates, Rosenberg, 1997]. При температуре 270-350°C происходит и смена политипии слюды $1M$ на $2M_1$. Подобное изменение состава и структуры слюды отмечается в вертикальных разрезах слабо метаморфизованных осадочных пород или в пределах геотермальных полей [Кориковский и др., 1995; McDowell, Elders, 1980]. Многими авторами неоднократно подчеркивалось увеличение роли модификации $2M_1$, по сравнению с $1M$, по мере усиления степени перекристаллизации слюды и возрастания температуры. Все сказанное логично отнести и к натриевой слюде. Поэтому можно полагать, с учетом геологических данных, что стрессовый низкотемпературный натриевый метасоматоз в зонах рассланцевания имел место до регионального метаморфизма пренит-пумпеллиитовой ступени.

Наличие в пределах зон рассланцевания гидратированных иллитов и ассоциирующих с ними натриевых слюд (в основном содержащих 5-10% монтмориллонитовых слоев) $2M_1$ поли-типа свидетельствует, учитывая вышеизложен-

ное, о наложении гидратации на уже преобразованную в процессе метаморфизма слюду. Консервативность политипа $2M_1$ при гидратации неоднократно подчеркивалась в литературе [Грабежев и др., 1995; Yates, Rosenberg, 1997 и др.]. Эта картина сохраняется даже при очень сильной гидратации слюд – вплоть до образования натриевого ректорита [Буслаев, 1969 и др.], трещинные зоны которого секут натриевые слюдистые сланцы. Следует подчеркнуть, что гидрослюды и смешанослойные минералы метаморфизованных уральских колчеданных месторождений рассматриваются многими в качестве первичных образований [Авдонин, Поленков, 1977]. Однако это справедливо только для слабо метаморфизованных месторождений. Для заметно метаморфизованных месторождений нужна полная информация по составу и структуре слюды, так как гидратация слюды может быть связана с поздними наложенными процессами. В целом можно полагать, что первичная температура формирования слюды метасоматитов уральских колчеданных месторождений едва ли превышала 230-250°C, значительно возрастая только в зонах подводящих каналов.

Иллиты из хлорит-иллит-кварцевых метасоматитов Гайского месторождения характеризуются минимальными для данного объекта значениями $\delta D = -50 \dots -85\text{‰}$ при величине $\delta^{18}\text{O}$, равной $+7 \dots +11\text{‰}$ (табл. 3, рис. 4, 5). Пирофиллиты и иллиты из тел пирофиллит-кварцевых метасоматитов, иллитовых и пирофиллитовых сланцев южной части месторождения, отвечающих, по-видимому, устью поздней геотермальной палеосистемы, имеют большие значения $\delta D = -25 \dots -45\text{‰}$ при $\delta^{18}\text{O} = +4 \dots +9\text{‰}$. Более поздние локальные тела иллит-парагонитовых сланцев характеризуются промежуточными значениями $dD = -30 \dots -55\text{‰}$ при повышенных величинах $d^{18}\text{O} = +10 \dots +11\text{‰}$ в слоистых минералах. Наиболее вероятная модель изотопной эволюции флюида, рассчитанная для температуры формирования слюд 250°C, включает на начальном этапе (при образовании хлорит-иллит-кварцевых метасоматитов) воздействие смеси преобразованной при рециклинге морской и магматической (метаморфической) воды. Параметры этого флюида отвечают: $\delta D = -(16-51)\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = (2-5)\text{‰}$. Позже в южной части системы имели место неоднократные прорывы морской воды с образованием, по-видимому, глинистых метасоматитов, преобразованных при расслан-

Таблица 3

Изотопный состав кислорода и водорода из слоистых силикатов Гайского месторождения (%)

Минерал, порода (количество проб)	$\delta^{18}\text{O}$, минерал	δD , минерал	$\delta^{18}\text{O}$, вода	δD , вода
Иллит из фоновых хлорит-иллит-кварцевых метасоматитов (5)	+7,0...+10,5	-52...-87	+2,3...+5,8	-16...-51
Гидроиллит, то же (1)	+8,5	-60	+3,8	-24
Пирофиллит из кварцитов и сланцев из локальных зон в карьере № 3 (4)	+6,2...+7,4	-30...-36	+1,5...+2,7	0...+6
Иллит из серпентинитового кварцита в карьере № 3 (1)	+7,1	-35	+2,4	+1
Иллит и пирофиллит из локальных зон кварцитов и сланцев в карьере № 2 (4)	+4,3...+8,6	-27...-62	-0,6...+3,9	-24...+9
Иллит и натриевые слюды из локальных зон слюдино-кварцевых и слюдистых сланцев в карьере № 1 (4)	+8,3...+11,4	-33...-80	+3,6...+6,7	-11...+3
Кварц из прожилков мощностью 0,5-1,5 см (4)	+12,6...+12,9		+1,5...+1,8	

Примечание. Изотопный состав флюида рассчитан для температуры 250°C. Образцы из коллекций Г.Н. Пленячного, В.В. Зайкова, Ф.П. Буслаева. Анализы выполнены Б.Г. Покровским (ГИН РАН).

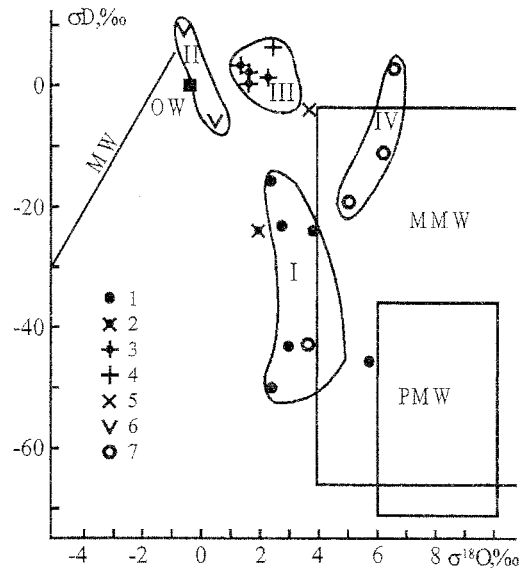


Рис. 4. Изотопный состав воды, равновесной при 250°C со слюдами из метасоматитов Гайского месторождения.

1 – фоновые хлорит-иллит-кварцевые метасоматиты, карьер № 1 и северные профили; 2 – пирит-иллит-кварцевые метасоматиты, карьер № 2; 3 – иллитовые и пирофиллитовые кварциты, карьер № 3; 4 – пирофиллитовые сланцы, карьер № 3; 5 – пирофиллитовые сланцы, карьер № 2; 6 – иллитовые сланцы, карьер № 2; 7 – иллит-парагонитовые сланцы, карьер № 1.

Оконтуренные поля, включающие большую часть анализов по группам пород: I – фоновые хлорит-иллит-кварцевые метасоматиты; II – иллитовые сланцы карьера 2; III – иллит-пирофиллитовые кварциты и иллит-пирофиллитовые сланцы карьера 3; IV – иллит-парагонитовые сланцы карьера 1. M.W. – линия атмосферных вод; O.W. – океаническая вода; M.M.W. – метаморфогенная вода; P.M.W. – первично магматическая вода.

цевании в пирофиллитовые и иллитовые сланцы. Вода характеризовалась низкими значениями $\delta\text{D} = -7...+9\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -0,6...+2,7\text{‰}$ при высоком отношении вода/порода. Формирование в стрессовых зонах иллит-парагонитовых (I/S) сланцев необходимо также связывать с воздействием морской воды, но уже сильно обогащенной тяжелым изотопом кислорода в результате взаимодействия с силикатными породами ($\delta\text{D} = +3...-19\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = +3,6...+6,7\text{‰}$) при низком отношении вода/порода. В целом безусловно существенная роль морской воды при формировании метасоматического ореола место-



Рис. 5. Схема эволюции изотопного состава водного флюида на совмещенной продольной вертикальной проекции рудных зон и рудных тел Гайского месторождения.

I – Северная рудная залежь (карьер № 1); II – Средняя рудная залежь (карьер № 3); III – Южная рудная залежь (карьер № 2). М – фоновые хлорит-иллит-кварцевые метасоматиты.

рождения, что ранее отмечалось [Баранов и др., 1989] для Учалинского и Узельгинского колчеданных месторождений. Более детально роль морской воды и рециклинга при формировании колчеданных месторождений рассмотрена для месторождений Канады, Японии, Иберийского полуострова и других регионов [Грабежев и др., 2000].

Таким образом, фоновые хлорит-слюди-сто-кварцевые метасоматиты указанных месторождений сформировались в пределах неоднородного теплового поля, температура которого варьировала от 300-350°C и выше в зонах подводящих каналов до 200-250°C и ниже – на удалении от них. Первичная слюда этих метасоматитов отвечала преимущественно иллиту, гидроиллиту, I/S модификации $1M$ с примесью $2M_1$. В стрессовых зонах метасоматиты превращены в иллитовые, пиррофиллитовые сланцы в условиях уменьшения геометрического объема при немобильном поведении алюминия и титана. При развитии в стрессовых зонах нагревочного метасоматоза сформировалась трехслюдная ассоциация иллита, парагонита и калий-натриевой слюды. Установлена значительная роль морской воды во флюиде во всех стадиях метасоматоза. При метаморфизме пренил-пумпеллитовой ступени происходит перестройка структуры слюды в $2M_1$, которая сохраняется при постметаморфической гидратации слюды в локальных зонах.

Автор признателен многим коллегам, прежде всего Ф.П. Буслаеву, А.П. Жухлистову, В.В. Зайкову, А.В. Коровко, В.В. Мурзину, В.П. Молошагу, Б.Г. Покровскому, Г.Н. Пшеничному, О.В. Русиновой, В.И. Сотникову, за помощь в работе.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 94-05-16155, 97-05-64723, 00-05-64496, 03-05-64206) и Международного научного фонда (гранты R6-9000, RG-9300).

Список литературы

- Авдонин В.В., Поленков А.И. Особенности минерального состава кварц-серицитовых метасоматитов колчеданно-полиметаллических месторождений // Вестник МГУ. Геология. 1977. № 2. С. 43-51.
- Аюпова Н.Р., Масленников В.В., Херрингтон Р.Е. Геохимия редкоземельных элементов в металлоносных диагенитах Узельгинского колчеданного поля (Южный Урал) // Уральский минералогический сборник. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. № 12. С. 77-97.
- Баранов Э.Н., Девириц А.Л., Карпухина В.С. и др. Изотопы водорода и кислорода в серицитах и хлоритах Учалинского медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // XII Всес. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ, 1989. С. 304-305.
- Бородаевская М.Б., Вахрушев М.И., Контарь Е.С. и др. Геологическое строение Гайского рудного поля и условия локализации в нем медноколчеданного оруденения // Труды ЦНИГРИ. Вып. 83. М., 1968. 214 с.

- Буслаев Ф.П. Метаморфизм серицитов из уральских колчеданных месторождений (на примере Зюзельского и Гайского месторождений) // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 5. Свердловск: УФАН, 1969. С. 216-224.
- Грабежев А.И., Буслаев Ф.П., Пиеничный Г.Н., Пальгуева Г.В. Метасоматиты Гайского Zn-Cu-колчеданного месторождения (Южный Урал, Россия): реставрация первичных условий и истории образования // Геол. рудных месторождений. 1998. № 6. С. 501-513.
- Грабежев А.И., Молошаг В.П., Сотников В.И. и др. Метасоматический ореол Сафьяновского Zn-Cu-колчеданного месторождения, Средний Урал // Петрология. 2001. № 3. С. 294-312.
- Грабежев А.И., Молошаг В.П., Пуртов В.К. Поведение алюминия и титана при кислотном метасоматизме на колчеданных месторождениях Урала // Геохимия. 2002. № 2. С. 169-183.
- Грабежев А.И., Покровский Б.Г., Буслаев Ф.П. и др. Изотопный состав слоистых силикатов из метасоматитов Гайского Zn-Cu-колчеданного месторождения // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 1. С. 82-88.
- Грабежев А.И., Пиеничный Г.Н., Буслаев Ф.П. и др. Натриевые белые слюды Гайского колчеданного рудного поля (Южный Урал) // Записки РМО. 1998. № 6. С. 43-54.
- Грабежев А.И., Русинова О.В., Жухлистов А.П. и др. Вертикальная рудно-метасоматическая зональность Томинского меднопорфирового рудного узла // Геол. рудных месторождений. 1995. № 6. С. 500-510.
- Зайков В.В., Кораблев Г.Г., Удачин В.Н. Пиррофиллитовое сырье палеовулканических областей. М.: Наука, 1989. 128 с.
- Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 341 с.
- Кориковский С.П., Путини М., Закариадзе Г.С., Дюрович В. Альпийский анхиметаморфизм пород оболочки Инфрататрикума Западных Карпат: составы аутигенных и кластогенных мусковит-фенгитов как индикатор температурных ступеней // Петрология. 1995. № 6. С. 578-592.
- Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидратермальных полей. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. 347 с.
- Омельяненко Б.И., Андреева О.В., Воловикова И.М. Тонкочешуйчатые диоктаэдрические калиевые слоистые силикаты ураноносных околорудных метасоматитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 8. С. 79-91.
- Пиеничный Г.Н. Гайское медноколчеданное месторождение. М.: Наука, 1975. 187 с.
- Рудницкий В.Ф. Миграция вещества при формировании уральских колчеданных месторождений // Геохимия. 1987. № 6. С. 813-823.
- Русинов В.Л. Метасоматические процессы в вулканических толщах. М.: Наука, 1989. 214 с.
- Удачин В.И. Пиррофиллитсодержащие метасоматиты Гайского медно-колчеданного месторождения. Свердловск: УрО РАН, 1990. 59 с.
- Язева Р.Г., Молошаг В.П., Бочкарев В.В. Геология Сафьяновского колчеданного месторождения. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 71 с.
- Barrett T.J., MacLean W.H. Chemical, mass, and oxygen isotope changes during extreme hydrothermal alteration of an archean rhyolite, Noranda, Quebec // Econ. Geol. 1991. V. 86. N 2. P. 406-414.
- Costa U.R., Barnett R.L., Kerrich R. The Mattagami Lake mine archean Zn-Cu sulfide deposit, Quebec: Hydrothermal coprecipitation of talc and sulfides in a sea-floor brine pool-evidence from geochemistry $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, and mineral chemistry // Econ. Geol. 1983. V. 78. N 6. P. 1144-1203.
- Jiang W.-T., Peacor D.R. Formation and modification of metastable intermediate sodium potassium mica, paragonite and muscovite in hydrothermally altered metabasites from northern Wales // Am. Miner. 1993. V. 78. N 7-8. P. 782-793.
- Leshner C.M., Gibson H.L., Campbell I.H. Composition-volume changes during hydrothermal alteration of andesite at Buttercup Hill, Noranda District, Quebec // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. N 12. P. 2693-2705.
- McDowell S.D. and Elders W.A. Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 74. N 3. P. 293-310.
- Srodon J., Eberl D.D. Illite // Micas, Reviews in Mineralogy. 1984. V. 13. P. 495-544.
- Yates M.D., Rosenberg P.E. Formation and stability of endmember illite: II. Solid equilibration experiments at 100 to 250°C and $P_{\text{v, soln}}$ // Geoch. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. N 15. P. 3135-3144.

Рецензент доктор геол.-мин. наук В.В. Масленников