

накладываемое на более интенсивную механическую обработку при извлечении волокна, обуславливает резкое снижение содержания длинноволокнистой и повышенное количество тонкодисперсной фракции хризотил-асбеста, которая является вредной составляющей продукции.

Конечно, тонкодисперсная фракция представлена хризотил-асбестом только на 15-55 %, а остальное – мелкие породные частицы, адсорбируемые длинным волокном, все-таки содержание хризотил-асбеста существенно, и морфологические и прочностные свойства фибрилл оказывают влияние на технологические показатели обогащения, каковым является фракционный состав хризотил-асбеста.

УДК 552.16 (470.5)

О.А. Суставов, Н.Н. Нохрина

ЭЙСИТИЗАЦИЯ ГРАНИТОВ В КОНТАКТАХ МУСКОВИТ-КАРБОНАТНЫХ ПРОЖИЛКОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ШАРТАШСКОГО МАССИВА

В Шарташском щебеночном карьере (восточная окраина Екатеринбурга) эйситизированные породы отмечены В.Н. Сазоновым [4] в контактах сульфидно-кварцевых жил. Мощности этих жил и метасоматических оторочек вокруг них обычно измеряются сантиметрами. В данной статье описываются узкие (в несколько миллиметров) ореолы эйситизации вокруг тонких (мощностью в доли миллиметра) прожилков мусковит-карбонатного состава.

В южной части Шарташского карьера нами встречен пересекающий серые мелкозернистые граниты тонкий протяженный прожилок, окруженный зеленовато-серой каймой околожильных изменений (суммарная мощность прожилка и каймы изменений не превышает 1 см). Пересекаемые прожилком граниты состоят на 25-30 % из кварца, 40-45 % плагиоклаза, 20 % калиевого полевого шпата, 5-10 % биотита (здесь и далее приводятся результаты подсчетов содержаний минералов на *интеграционном столике Ангина и окрашенном кобальтнитритом шлифах, где калиевый полевой шпат и плагиоклаз, в том числе альбит, легко различимы даже в очень мелких зернах и при отсутствии двойникования*). Зональный плагиоклаз гранитов подвержен слабой серицитизации в центральных частях зерен.

В кайме околожильных изменений можно выделить несколько зон. Во внешней зоне мощностью 1-2 мм происходит резкое усиление серицитизации плагиоклаза, сопровождающееся превращением исходного зонального плагиоклаза в однородно sdвойникованный альбит, а также замещение биотита карбонатом, серицитом и пиритом. Характерно отсутствие хлоритизации биотита и относительно небольшое количество серицита в пирит-серицит-карбонатных псевдоморфозах по биотиту.

Далее по мере приближения к прожилку начинается увеличение количества альбита – его содержание в непосредственной близости от прожилка достигает 55-60 %, и уменьшение количества калиевого полевого шпата – его содержание вблизи от прожилка не превосходит 5-10 % (рис. 1). Уменьшение количества калиевого полевого шпата с приближением к прожилку особенно хорошо заметно в окрашенных кобальтнитритом шлифах и штуфах. Отношение Na_2O/K_2O в исходной породе равно 1,36, а в кайме околожильных изменений (суммарно по всем зонам изменений) – 1,76 (химлаборатория УГГА).

Возрастание количества альбита сопровождается укрупнением его зерен, некоторые из которых вблизи от прожилка достигают 1,3 мм (в исходном граните и во внешней зоне каймы изменений размер зерен плагиоклаза не превышает 0,6 мм). Резко укрупняются и некоторые из располагающихся вблизи от прожилка зерен кварца.

Калиевый полевой шпат с приближением к прожилку замещается альбитом и кварцем (иногда кварцем замещается и альбит). При этом содержание кварца в зоне изменений не превосходит содержания кварца в исходной породе (см. рис. 1). От зерен калиевого полевого шпата при их неполном замещении кварцем (рис. 3,б) иногда остаются тонкие каймки вдоль границ исходных зерен (подобно тому, как это отмечено на поздних стадиях образования некоторых мусковит-полевошпатовых метасоматитов [1]).



Рис. 1. Изменение количества калиевого полевого шпата (а), плагиоклаза (б) и кварца (в) в ореоле околопрожилковых изменений с удалением от мусковит-кальцитового прожилка (среднее по двум каймам метасоматических изменений вокруг одного прожилка)

Количество серицита по мере приближения к прожилку уменьшается (при этом остающиеся чешуйки серицита укрупняются) и в непосредственной близости от прожилка порода местами приобретает почти чисто карбонат-кварц-альбитовый состав.

Изменения, происходящие с приближением к прожилку, могут быть охарактеризованы следующей метасоматической колонкой:

- кварц, олигоклаз, калиевый полевой шпат, биотит (исходный гранит)
- кварц, альбит, калиевый полевой шпат, серицит, карбонат
- кварц, альбит, серицит, карбонат
- кварц, альбит, карбонат

Двум последним зонам свойственна незавершенность метасоматических реакций: в них присутствует некоторое количество незамещенного калиевого полевого шпата (во внутренней кварц-альбит-карбонатной зоне меньшее, чем в кварц-альбит-серицит-карбонатной зоне); во внутренней кварц-альбит-карбонатной зоне имеется некоторое количество серицита (существенно меньшее, чем в предыдущей кварц-альбит-серицит-карбонатной зоне). Постепенность уменьшения количества калиевого полевого шпата с приближением к прожилку видна на рис. 1.

Находящийся в осевой части зоны метасоматических изменений прожилок мощностью 0,3-0,4 мм, по-видимому, метасоматический, а не результат выполнения открытой полости. Он сложен разноориентированными чешуйками мусковита длиной до 0,3 мм и отдельными заполняющими прожилок на всю мощность зернами карбоната; встречаются также единичные зерна кварца и альбита. Карбонат, по данным микронзондовых определений (аналитик В.Н. Ослоповских), представлен кальцитом. Пирита в прожилке и в основной части метасоматической каймы не наблюдается - он отмечается лишь в серицит-карбонатных псевдоморфозах по биотиту в начале внешней зоны изменений.

В северо-западной части того же карьера гранитоиды и залегающие среди них дайки кислого состава пересечены сульфидно-кварцевыми жилами, окруженными оторочками гумбентов фенгит-кальцит-калишпатовой фации [2, 4, 5]. В контактах одной из сульфидно-кварцевых жил мощностью 1 см вмещающие жилу темно-серые микрограниты превращены в зеленовато-серые гумбенты, образующие оторочки мощностью по 2-3 см возле каждой стенки жилы. Исходные микрограниты сложены зернами плагиоклаза, в промежутках между которыми располагается более мелкозернистый биотит-калишпат-кварцевый агрегат (содержащий хлорит, образовавшийся, по-видимому, по амфиболу). Во внешней зоне гумбеитизации мощностью 1-1,5 см происходит почти полная серицитизация плагиоклаза и мафических минералов, сопровождаемая появлением карбоната и пирита, а также начинающимся замещением серицитизированного плагиоклаза калиевым полевым шпатом. В прилегающей к кварцевой жиле внутренней зоне гумбеитизации количество калиевого полевого шпата возрастает (что хорошо заметно в штуфах, окрашенных кобальтнитритом), чешуйки серицита несколько укрупняются. Карбонат в гумбеитизированной породе, судя по рентгеновской дифрактограмме породы (аналитик Н.Г. Кожевникова), представлен преимущественно кальцитом.

Внутренняя зона гумбеитизации пересечена рядом ориентированных под небольшим углом к жиле тонких (мощностью 0,2-0,4 мм) мусковит-карбонатных прожилков (подобных прожилку,

описанному выше). Вокруг этих прожилков имеются зоны метасоматических изменений мощностью до 1-1,5 мм по каждую сторону от прожилка (рис. 2), отличающиеся от окружающей гумбеитизированной породы отсутствием калиевого полевого шпата (это особенно хорошо заметно в окрашенных кобальтнитритом штуфах и шлифах).

Минеральный состав внутренней зоны гумбеитизации, которую пересекают мусковит – карбонатные прожилки – кварц, серицит, калиевый полевой шпат, карбонат, пирит; иногда в серицитовых псевдоморфозах по плагиоклазу присутствует небольшое количество альбита.

В зонах изменений возле прожилков по мере приближения к последним сначала происходит укрупнение чешуек серицита в псевдоморфозах по плагиоклазу и мафическим минералам; при этом мелкие зерна калиевого полевого шпата, образовавшиеся при гумбеитизации внутри серицитовых псевдоморфоз по плагиоклазу, исчезают.

По мере дальнейшего приближения к прожилкам вокруг серицитовых псевдоморфоз по плагиоклазу появляются каймы альбита, которых не было в исходной гумбеитизированной породе. Эти каймы разрастаются как за пределы серицитовых псевдоморфоз, где они замещают калиевый полевой шпат, так и внутрь этих псевдоморфоз, где они замещают серицит. Замещение альбитом серицита идет с краев серицитовых псевдоморфоз, в результате чего пятна серицита этих псевдоморфоз становятся меньше, чем в исходной гумбеитизированной породе. В ходе этого процесса на месте серицитовых псевдоморфоз по плагиоклазу и располагающегося между ними мелкозернистого кварц-калишпатового агрегата возникают крупные зерна альбита, содержащие включения не замещенных альбитом зерен кварца исходной породы (приуроченных преимущественно к красным частям крупных зерен альбита) и остатки не замещенного серицита (преимущественно в центральных частях зерен альбита).

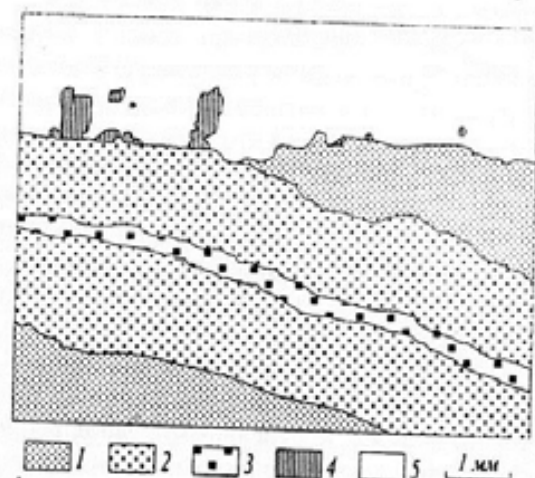


Рис. 2. Пересечение ореола околопрожилковых изменений кварцевой жилы:

1 – гумбеитизированный гранит; 2 – околопрожилковые изменения; 3 – мусковит-карбонатный прожилок; 4 – альбит; 5 – жильный кварц

Калиевый полевой шпат может замещаться как альбитом, так и кварцем, причем при замещении калиевого полевого шпата кварцем частично замещенных зерен калиевого полевого шпата, подобных изображенному на рис. 3,б, не наблюдается. При полном исчезновении калиевого полевого шпата в породе еще остается значительное количество серицита. И лишь в непосредственном контакте с прожилками местами наблюдается почти не содержащая серицита карбонат-кварц-альбитовая зона мощностью в доли миллиметра. В этой зоне альбит нередко развивается, замещая кварц. При этом возникают примыкающие к прожилкам крупные кристаллы чистого альбита, содержащие в виде включений лишь зерна карбоната и единичные чешуйки серицита. В непосредственном контакте с прожилком эти кристаллы иногда сами начинают замещаться кварцем (см. рис. 3,а).

На основании этих наблюдений может быть составлена следующая метасоматическая колонка (во всех зонах присутствует пирит):

кварц, серицит, калиевый полевой шпат, карбонат (гумбеитизированная порода)

кварц, серицит, альбит, карбонат

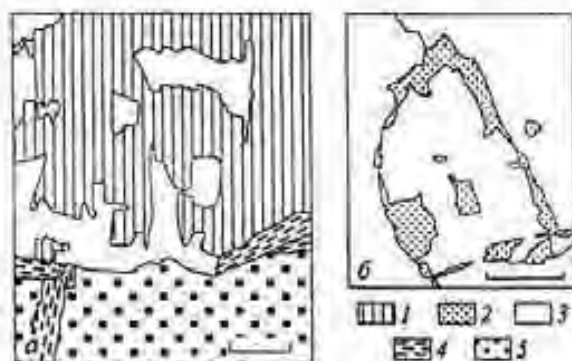
кварц, альбит, карбонат.

Следует отметить, что в данном случае намечается лишь тенденция к образованию такой колонки – четкой пространственной последовательности перечисленных зон не наблюдается, реакции замещения в большинстве случаев не доходят до конца, в замещающих минералах нередко имеются реликты замещаемых минералов; это в определенной степени может быть связано с малой

мощностью околожильных ореолов. Тем не менее метасоматические реакции при образовании жильности в данном случае характеризуются большей завершенностью, чем в первом примере: в кварц-серицит-альбитовой и кварц-альбитовой зонах практически нет реликтов калиевого полевого шпата, которые отмечались в первом случае; в то же время, как и в первом примере, во внутренней кварц-альбитовой зоне еще имеется некоторое количество серицита (значительно меньшее, чем в предыдущей кварц-серицит-альбитовой зоне).

Рис. 3. Замещение альбита (а) и калиевого полевого шпата (б) кварцем (объяснение в тексте):

1 - альбит; 2 - калиевый полевой шпат; 3 - кварц; 4 - мусковит; 5 - карбонат. Длина масштабного отрезка 0,05 мм



Мусковит-карбонатные прожилки, пересекающие гумбентизированные породы, по мощности, составу и строению аналогичны мусковит-карбонатному прожилку, описанному в первом примере, и имеют черты сходства по мощности, составу и строению с мусковит-карбонатными приальбитовыми каймами некоторых из залегающих в фенгитовых гумбентах сульфидно-кварцевых жил. Чешуйки мусковита в прожилках ориентированы главным образом поперек простирания прожилков.

Как и гумбентизированные породы, мусковит-карбонатные прожилки и окружающие их зоны околожильных изменений пересекаются сульфидно-кварцевой жилой (см. рис. 2), т.е. эти прожилки и связанные с ними околопрожилковые изменения образовались после гумбентизации, но до образования сульфидно-кварцевой жилы. Вкрапленность пирита, развитая в окружающих гумбентизированных породах, распространяется на мусковит-карбонатные прожилки и каймы околопрожилковых изменений. Это показывает, что образование мусковит-карбонатных прожилков и кайм изменений вокруг них происходит без резкого отрыва от гумбентизации, до пиритизации гумбентов. Часто встречающиеся в зонах гумбентизации поздние чисто карбонатные прожилки пересекают как сульфидно-кварцевые жилы, так и рассматриваемые мусковит-карбонатные прожилки.

В местах пересечения кварцевой жилой зон околопрожилковых метасоматических изменений в жиле на ее стенку нарастают достаточно крупные зерна альбита (последний имеет соответствующие показатели преломления и двупреломление, в отличие от калиевого полевого шпата не окрашивается кобальтнитритом), которых нет в местах пересечения той же жилой гумбентизированной породы (см. рис. 2). Это обусловлено достаточно высоким содержанием альбита в зонах околопрожилковых изменений. Зерна жильного альбита регенерационно нарастают на зерна альбита зон околопрожилковых изменений; следует отметить, что альбит в жиле и в каймах околопрожилковых изменений преимущественно несдвойникованный.

Измененные породы, окружающие мусковит-карбонатные прожилки в том и другом из рассмотренных примеров, по развитию во внутренней зоне метасоматической колонки альбита и кварца соответствуют низкотемпературным натриевым метасоматитам - эйситами [2, 3]. Наложение этих прожилков и сопровождающих их околопрожилковых изменений на гумбентизированные породы, происходящее до сопряженной с гумбентами пиритизации, показывает, что прожилки и сопровождающие их метасоматиты возникли на завершающей стадии гумбентизации, т.е. эйситизация является, по-видимому, сопряженной с гумбентизацией. По [4], формирование эйситизированных пород в составе "гумбентовой" гидротермальной системы может происходить за счет натрия, ранее вынесенного при гумбентизации, в связи с повышением активности натрия при падении давления.

По [2], при происходящих на завершающих стадиях гидротермально-метасоматического процесса сопряженных метасоматических преобразованиях обычно образуются наложенные на первичные метасоматические породы тонкие прожилки, сложенные одним, реже двумя минералами,

причем метасоматическая зональность в процессе сопряженного метасоматоза не возникает. В данном же случае отмечается в той или иной мере проявленная, хотя и в микроскопическом масштабе, метасоматическая зональность, т. е. мусковит-кальцитовые прожилки с каймами околожильных изменений имеют признаки как сопряженных, так и самостоятельных гидротермально-метасоматических образований.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Грабежев А.И. Метасоматизм, рудообразование и гранитный магматизм. М.: Наука, 1981. 292 с.
2. Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир, 1998. 492 с.
3. Омеляненко Б.И., Лисицина Г.А., Наумов С.С. О формационной самостоятельности низкотемпературных натровых метасоматитов (эйситов) // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974. С. 160-171.
4. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2001. 621 с.
5. Середкин М.В. Метасоматиты гумбетовой формации Гумбетовского рудного поля и Шарташского массива, Урал // Петрология. 2000. № 3. С. 280-308.

УДК 551.461+553.321.6(470.5)

И.А. Малахов, А.В. Алексеев, П.Л. Бурмако

МНОГОСТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ХРОМИТОВ В ГАРЦБУРГИТАХ УРАЛЬСКИХ МАССИВОВ И ВЛИЯНИЕ НА ИХ СОСТАВ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА

Среди тридцати пяти хромитоносных массивов Урала подавляющее большинство пространственно и генетически связано с альпийскими комплексами и изначально формировалось в ранне- или среднеордовикское время. Исследования, проведенные в последнее время, показали, что значительное количество хромитовых тел, хотя и не самых крупных, располагается в мощной толще ультраосновного разреза, достигающего на Южном Урале по геофизическим данным 5 км и уменьшающегося на Среднем Урале – в зоне наибольшего сжатия зоны складчатости – до 1,0-1,5 км. Характерно, что практически в каждом из наиболее распространенных серпентинизированных гарцбургитовых массивов встречается значительное количество мелких хромитовых шлиров, слагающихся первично магматическими и магнезиальными высокоглиноземистыми хромитовыми рудами, нередко образующими промышленные скопления и представляющими промышленный интерес. Состав хромшпинелидов из ряда типичных месторождений приводится в табл. 1. При этом такие руды могут располагаться как в нижних (Верблюжьегорский, Чураевский), так и в верхних частях (Татищевский, Алапаевский, Первомайский) толщи гарцбургитов, как следует из представленных данных, для хромшпинелидов из таких руд характерны относительно низкая "магматическая" железистость, колеблющаяся от 30 до 40 %, невысокая хромистость (50-60 %), практически идентичная для аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов и сравнительно невысокая доля трехвалентного железа среди трехвалентных окислов.

Тем не менее основную массу добываемых из альпийских массивов хромитов составляют средне- и высокохромистые (до 90-95 %) руды, нередко с повышенной железистостью (более 40 %) и высокой долей трехвалентного железа. Такие руды, как неоднократно было показано, являются либо метаморфически измененными первично магматическими разностями, либо новообразованиями. Но метаморфические преобразования хромитовых руд альпийских массивов Урала проходили в разных физико-химических условиях, что неизбежно отражалось на ходе процесса преобразования руд и на составе хромшпинелидов. Исследования последних лет, выполненные нами на целом ряде уральских хромитоносных массивов, показали, что роль наложенных процессов метаморфизма явно недооценивалась. Ранее [5, 6] были выделены два основных типа метаморфизма хромитовых руд – низко- и высокотемпературный.