

Геохимическое поле в проекции рудного тела № 7 характеризуется относительно равномерным распределением Fe, S и P. Максимальные содержания размещены равномерно по всей проекции рудного тела.

Геохимическое поле в проекции рудного тела № 1 отличается, прежде всего, резко неравномерным распределением Fe, S и P в различных его частях (см. рис. 4). Южный и восточный фланги характеризуются повышенными и пониженными содержаниями S, отчасти P. При этом максимум содержаний фосфора отмечается на овальном участке (100 x 250 м) в центральной, несколько сдвинутой к юго-западу части рудного тела.

Известно [1, 2, 3, 4], что сульфиды Fe и др. элементов концентрируются в субмаринной обстановке в восстановительной среде при широком диапазоне температур, концентрации водородных ионов и окислительно-восстановительного потенциала. В морской воде устойчивая восстановительная среда создается обычно при интенсивном разложении органического вещества в участках затрудненной циркуляции и аэрации вод, при бактериальном генерировании сероводорода или просачивании эксгаляций, богатых H_2S .

Последовательное чередование окислов и сульфидов железа, наблюдаемое в рудах, обусловлено формированием первичных рудных осадков на границе двух - окислительной и восстановительной - сред.

Совместное осаждение Fe и P, как известно [2], в водных бассейнах происходит только при очень низких значениях pH среды (pH = 2-3). Фосфор переводится в осадок в основном биогенным путем. Кроме того, результаты океанографических исследований указывают на возможность сорбции гидроксидами железа фосфора, растворенного в морской воде.

Отмеченные особенности геохимической зональности в рудных телах определяются, прежде всего, положением их по отношению к сиенитовым массивам. Термальное воздействие их приводит к удалению серы и фосфора при перекристаллизации руд, повышению концентраций железа.

Процессы гипергенеза на распределение повлияли незначительно, хотя и приводили к окислению сульфидов и выносу серы, а также увеличению содержаний железа.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Бутузова Г.Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков // Труды ГИН АН СССР. 1969. Вып. 194. 114 с.
2. Дымкин А.М., Пругов В.П. Стратиформный тип железоруднения и его генетические особенности. М.: Наука, 1980. 200 с.
3. Лисицын А.П. Подводный вулканизм океанов - значение для рудообразования и геохимии Земли // Металлогения древних и современных океанов - 97. Процессы рудообразования: Геоинформ. мат.-лы. Миасс: ИМин УрО РАН, 1997. С. 16-19.
4. Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геогур, 1999. 348 с.
5. Шестаков Ю.Г. Математические методы в геологии. Красноярск; Изд-во Красноярского ун-та, 1988. 205 с.

УДК 549.086.142:553.676

В.А. Зырянов, П.В. Свергунов

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ С КАЧЕСТВЕННОЙ ХАРАКТЕРИСТИКОЙ РУД БАЖЕНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА

Баженовское месторождение хризотил-асбеста связано с одноименным массивом ультраосновных пород.

Массив представляет собой пластообразное тело шириной 1,0-3,5 км, вытянутое в северо-восточном направлении на 30 км.

В целом массив ультрабазитов имеет западное падение под углами 60-80°. На всем протяжении с запада он контактирует с интрузией габбро. Контактное воздействие габбро на ультрабазиты выразилось в проявлении клинопироксенизации и сопряженной с ней оливинизации.

С востока массив контактирует с плагиогранитами рефтинского, а с юго-востока — с малокальцевыми гранитами верхисетского (каменского) интрузивных комплексов.

В геологическом строении Баженовского массива принимают участие две дорудные ассоциации ультрабазитов: дунит-гарибуртитовая первичномагматическая и дунит-клинопироксенитовая метасоматическая.

Породы дунит-гарибуртитовой ассоциации, представленные перидотитами и подчиненными им дунитами, составляют большую часть массива, с которыми связана практически вся промышленная асбестоносность. Дуниты составляют около 10 % объема этих пород в виде маломощных тел, свидетельствующих о грубой дифференцированности ультрабазитов. В лежащем крыле (восточном) развиты преимущественно перидотиты, а начиная примерно от осевой части Главной асбестоносной полосы к западу встречаются шпирово-полосчатые дунит-гарибуртитовые комплексы, в которых количество дунитов (аподунитовых серпентинитов) увеличивается к западной границе массива (к Западной асбестоносной полосе).

Дуниты в целом являются неблагоприятной средой для асбестообразования. Это более магнезиальные породы, в связи с чем асбестизация в них возможна при условии привноса кремния или выноса магния. По этой причине в дунитах, независимо от степени и типа серпентинизации, насыщенность асбестом заметно снижается, а в ряде случаев полностью исчезает. Излишки магния приводят к образованию брусита, а в жилах хризотил-асбеста — немалита и других магнезиальных минералов. В случае же чередования их с перидотитами в них могут формироваться промышленные концентрации хризотил-асбеста. На Баженовском месторождении к таким залежам относятся Грязновская и 8д. В остальных залежах Западной полосы дуниты развиты в меньших масштабах, тем не менее они сыграли отрицательную роль в процессе асбестизации, что выразилось в усложнении морфологии залежей, ухудшении качества хризотил-асбеста и технологических свойств руды [1, 5].

На размещение асбестоносности массива оказывают влияние не только вещественный состав вмещающих ультрабазитов, но и тектоническая структура рудного поля. Исследования геологической структуры и вещественного состава руд показали, что последовательность тектономагматических и метаморфических событий в районе и интенсивность их проявления отразились неравномерно на массиве ультрабазитов. Северная часть массива в дорудную стадию оказалась интенсивно метасоматически переработанной, в ней возникли неблагоприятные для асбестообразования породы — дуниты, верлиты и клинопироксениты.

На юге массива разрывная тектоника проявилась слабо, в результате чего сохранились громадные блоки серпентинизированных ультрабазитов, асбестоносные зоны, окаймляющие блоки, развиты незначительно с плохо выраженной зональностью.

Средняя часть массива, к которой приурочены промышленные скопления хризотил-асбеста, резко отличается от его северной и южной оконечностей. Она сложена благоприятными для асбестообразования перидотитами и в меньшей мере дунитами, разбитыми разломами различного направления, которые по времени заложения непосредственно предшествовали интрузии гранитов верхисетского (каменского) комплекса или формировались одновременно с ней. Вдоль этих разломов внедрялись дайки гранитоидов и циркулировали гидротермальные растворы, вызвавшие серпентинизацию вмещающих пород, образование хризотил-асбеста, карбонатизацию и оталькование.

Сопрягаясь между собой, эти системы разломов формируют гигантскую сеть, в ячейках которой сохранились в большинстве случаев крупные блоки слабо серпентинизированных ультрабазитов эллипсоидальной формы. Такие блоки, ограниченные со всех сторон зонами разломов, представляют собой основные структурные единицы месторождения — асбестоносные залежи.

В результате последовательного проявления и наложения друг на друга различных стадий серпентинизации, обусловленных характером дорудной и синрудной тектоники, разнообразием источников растворов, изменением термодинамических условий и щелочности-кислотности среды, вдоль разломов возникла сложная зональность как в развитии серпентиновых минералов, так и типов асбестоносности.

По расположению различных типов асбестоносности, выделяемых по длине волокна и степени серпентинизации исходных пород, установленных П.М. Татариновым и развитых в дальнейшем К.К. Золоевым и др. [4, 7], Баженовское месторождение является классическим

Длинноволокнистый асбест выполняет трещины по границе безрудных гарцбургитовых блоков, образуя простые отороченные жилы. По направлению к зонам разломов сеть трещин сгущается и вместе с этим увеличивается количество жил хризотил-асбеста при одновременном уменьшении их мощности, что выражается в развитии зон крупной и мелкой сеток, мелкопрожила, просечек и продольноволокнистого асбеста.

В зонах отороченных жил и крупной сетки вокруг жил хризотил-асбеста развиты серпентинитовые оторочки, а в промежутках между ними сохраняются ядра частично серпентинизированных первичных пород, количество и размер которых вследствие увеличения густоты жил уменьшается в сторону разломов. В зоне мелкой сетки ядра перидотитов исчезают, и серпентинитовые оторочки, сливаясь, образуют сплошные зоны серпентинитов.

В серпентинизированных первичных породах, т. е. в ядрах и безрудных блоках, по шнурам петель в оливине развивается α -лизардит (по классификации А.С. Варлакова [2]) в количестве 10-30 %. При этом степень серпентинизации исходных пород на разных залежах различна и изменяется от 30-40 до 75-80 %, а кроме α -лизардита наблюдается более позднее образование бахромчатого- и гребенчатого антигорита, формирующего крупнопетельчатую структуру, явно накладывающуюся на мелкопетельчатую α -лизардитовую.

Наименьшей степенью серпентинизации (30-50 %) отличаются перидотиты залежей Главной асбестоносной полосы, а наибольшей (со степенью серпентинизации более 70 % и вплоть до образования вторичного оливина) – перидотиты Западной асбестоносной полосы.

Повышенная степень серпентинизации обусловлена, вероятно, тем, что ультрабазиты Западной полосы претерпели две стадии аллометаморфической серпентинизации: источником первой служила интрузия габбро, а источником второй – гранитоидный магматизм.

Серпентинитовые оторочки вокруг жил хризотил-асбеста имеют чаще всего существенно хризотилловый и антигорит-хризотилловый составы.

Однако проведенные нами исследования показывают, что кроме хризотила в них обнаруживаются антигорит, лизардиты и брусит в различных количественных соотношениях. Так, на залежах Центральной и Южной в составе оторочек жил наблюдается до 70-90 % хризотила, до 20 % антигорита, до 10 % α -лизардита и до 5-10 % β -лизардита, в то время как на залежи Щучьей в составе оторочек преобладают γ - и δ -лизардиты, а на залежи Южно-Карловской в оторочках содержится до 60 % микроантигорита, до 20-25 % хризотила, до 5 % α -лизардита и различное количество брусита.

На залежи Северной оторочки жил сложены γ - δ -лизардит-хризотилловыми серпентинитами петельчато- и решетчато-волокнутой структуры. При этом на отдельных участках видно, что гребенчато-волокнустые агрегаты хризотила заимствуют секториально-пластинчатую структуру β -лизардита.

Серпентиниты зон мелкой сетки характеризуются сложным составом с переменным количеством серпентининовых минералов: хризотил-антигоритовыми с бруситом (залежь Центральная), антигорит-хризотилловыми с лизардитом и бруситом (залежь 2а), антигорит-лизардит-хризотилловыми с бруситом (залежь Глубинная 4). Причем в различных по составу серпентинитах текстурный рисунок мелкой сетки видоизменяется: в лизардит-антигорит-хризотилловых серпентинитах (с переменным соотношением перечисленных минералов) сетка сложена простыми жилами, в то время как в хризотил-лизардитовых и существенно лизардитовых она образована серией маломощных сложных жил.

Так, на залежах Северной и Восточной, где мелкая сетка образована сериями маломощных жил, в составе серпентинитов преобладает β -лизардит, а вместе с ним широко развиты γ - и δ -лизардиты.

В приразломных частях залежей (зоны мелкопрожила, просечек и продольноволокнистого хризотил-асбеста) породообразующая хризотилизация почти полностью затухает или проявляется спорадично, а преобладающим минералом становится β -лизардит.

По микроскопическим наблюдениям взаимоотношений серпентининовых минералов устанавливается следующая последовательность минералообразования.

Наиболее ранним серпентининовым минералом, возникшим в период становления массива под влиянием фреатических растворов, является α -лизардит, выполняющий трещинки в оливине перидотитов.

Далее, уже в процессе рудогенеза, гидротермальные растворы, проникающие из зон разломов по трещиноватости, разбивающей периферийные части блоков ультрабазитов на мелкие ядра, вызывали β -лизардитизацию.

По мере продвижения растворов от зон разломов к центру залежей β -лизардитизация затухала, происходило повышение pH растворов за счет выноса оснований, в результате чего β -лизардитизация сменялась хризотилизацией, которая становится преобладающей, начиная с зоны мелкой сетки и, особенно, в серпентинитовых оторочках крупной сетки и отороченных жил. Доказательством того, что хризотил развивался по β -лизардиту, является развитие гребенчато-волоконистых образований хризотила, сохраняющих очертания секториальных пластинок β -лизардита. Кроме того, особенно на залежах Северной и Восточной, в ассоциации с хризотилом наблюдаются γ - и δ -лизардиты, которые, по всей вероятности, являются продуктами трансформации β -лизардита в хризотил.

Не совсем ясно положение антигорита. С одной стороны, в ядерных частях серпентинизированных перидотитов он формирует гребенчатые агрегаты по оливину, слагая крупные петли, а также непосредственно замещает оливин в межзерновом пространстве и создает впечатление более раннего минерала, образующегося вслед за α -лизардитом. С другой стороны, в антигорит-хризотиловых серпентинитах оторочек и серпентинитах сложного состава в зонах мелкой сетки он образует такую же крупнопетельчатую структуру, являясь явно более поздним по отношению к β -лизардиту и хризотилу. Этот факт дает основание считать антигоритизацию на Баженовском месторождении более поздней ступенью аллометаморфической серпентинизации, охватывающей не только асбестоносные зоны, но и ядерные части перидотитов.

Следовательно, в отличие от других месторождений, таких, как Актювакское и Джетыгаринское, где рудообразующий гидротермальный процесс завершался хризотилизацией с последующим образованием жил хризотил-асбеста, на Баженовском месторождении процессу хризотил-асбестизации предшествовала антигоритизация [3].

Таким образом, на Баженовском месторождении прослеживается довольно тесная зависимость между степенью серпентинизации исходных пород, минералогическим составом вмещающих серпентинитов и типами жилкования (асбестоносности): по направлению от центра залежей к периферии роль хризотила уменьшается, а лизардита – постепенно повышается; в этом же направлении уменьшается мощность жил хризотил-асбеста.

Объяснение такому закономерному явлению может быть дано исходя из физико-механических свойств вмещающих пород. Так, эффективная пористость хризотиловых серпентинитов из зоны отороченных жил составляет 3,44 %, серпентинитов сложного состава из зоны мелкой сетки – 2,43 %, а лизардитовых серпентинитов из зоны просечек – 1,58 % [8].

Хризотиловые серпентиниты как наиболее пористые породы, естественно, должны обладать большей проницаемостью для гидротермальных растворов, а следовательно, выделять большее количество асбестообразующих компонентов в жилную полость. Вероятно, вследствие этого в таких серпентинитах формируются более мощные жилы хризотил-асбеста, чем в лизардитовых, характеризующихся гораздо меньшей пористостью, а следовательно, и меньшей проницаемостью.

От состава исходных пород и особенностей их серпентинизации зависит не только тип жилкования, но и физико-химические свойства хризотил-асбеста.

Наиболее качественный эластичный длиноволокнистый хризотил-асбест зон отороченных жил и крупной сетки связан с повышенной хризотилизацией пород, а менее ценный в промышленном отношении зон мелкой сетки – с серпентинитами сложного состава при довольно значительном количестве в них породообразующего хризотила.

Коротковолокнистый хризотил-асбест типа просечек и мелкопрожила и менее качественный продольноволокнистый связаны с повышенной β -лизардитизацией пород.

Следует отметить, что связь лизардитовых серпентинитов с указанными выше типами асбестоносности практически не имеет исключений и на других месторождениях и, по-видимому, имеет под собой глубокую генетическую основу [1]. Вероятно, из-за того, что лизардитовые серпентиниты, благодаря морфологическим особенностям индивидов лизардита, были более пластичными породами по сравнению с серпентинитами сложного состава, при тектонических воздействиях в условиях сжатия и растяжения происходило их разлистование по системам субпараллельных трещин – вмещенных серий жил. Поэтому интенсивная лизардитизация явилась определяющим фактором для развития такой своеобразной асбестизации.

Лизардитовые серпентиниты слагают не только краевые части, но встречаются и в более приближенных к центру участках залежей, в которых асбестоносность представлена также сериями тесно сближенных прожилков (сложные отороченные жилы и мелкая сетка из серий жил).

Учитывая удивительно выдержанную связь сложных жил и им подобных типов жилкования с лизардитовыми серпентинитами и то, что лизардитовые серпентиниты образуются на ранней стадии аллометаморфической серпентинизации, вполне можно допустить, что эти руды формируются на ранней стадии рудогенеза еще до момента массового (основного) асбестообразования.

Вероятно, по этой причине мелкопрожилковый хризотил-асбест несколько отличается химическим составом, в частности, более низкими показателями основности и магнезиальности [6].

Продольноволокнистый хризотил-асбест и асбест из аподунитовых серпентинитов характеризуются постоянной примесью немалита, находящегося в тонком сростании с волокнами, в результате чего эти разновидности асбеста отличаются повышенными потерями при прокаливании и несколько повышенным содержанием окиси магния, высокой основностью и магнезиальностью.

Кроме того, продольноволокнистый и аподунитовый асбесты имеют меньшую эластичность волокон, что фиксируется на дифрактограммах диффузностью или исчезновением отражений (206), (060), (0.0.10), (0.0.12).

Качество руд определяется не только содержанием асбеста, длиной волокна, его прочностью и наличием примесей, но и фракционным составом хризотил-асбеста или содержанием в хризотил-асбесте исходной руды длинноволокнистой (более 1,0 мм) и тонкодисперсной (менее 0,14 мм) фракций. Обе фракции оказывают существенное влияние на качество товарного асбеста и технологические показатели обогащения.

Результаты изучения показали, что фракционный состав хризотил-асбеста исходной руды неоднороден: содержание длинноволокнистой фракции изменяется от 4,3 до 94,6 % от общего количества волокна, а содержание тонкодисперсной фракции – от 4,9 до 65,6 %. При этом все залежи различаются по фракционному составу, особенно по содержанию длинноволокнистой фракции.

Общей закономерностью в распределении фракций является снижение содержания длинноволокнистой и некоторое увеличение тонкодисперсной фракций от зоны отороченных жил и крупной сетки к зонам мелкопрожила и продольноволокнистого асбеста (см. таблицу).

Фракционный состав хризотил-асбеста по зонам асбестоносности на Центральном участке

Зона асбестоносности	Количество анализов	Содержание фракций, %	
		+1,0 мм	-0,14 мм
Отороченные жилы	88	25,2	33,8
Крупная сетка	47	30,1	32,4
Мелкая сетка и мелкопрожил	101	15,7	33,5
Продольноволокнистый асбест	80	16,3	34,5

Как показала статистическая обработка анализов, фракционный состав хризотил-асбеста в исходной руде не зависит от содержания асбеста и его сортамента: связь длинноволокнистой фракции с содержанием асбеста в руде и остатками волокна на ситах контрольного аппарата является малодостоверной, а связь тонкодисперсной фракции с этими параметрами отсутствует.

Исходя из этого, можно заключить, что фракционный состав является самостоятельным природным свойством хризотил-асбеста, зависящим, скорее всего, от особенностей фибриллярной структуры асбеста.

Таким образом, все проведенные исследования свидетельствуют о том, что качество руд и природные свойства хризотил-асбеста находятся в тесной взаимосвязи с составом исходных пород и характером их серпентинизации, являющимися при определенных физико-химических условиях единственной минералогенерирующей средой, способной порождать жилы хризотил-асбеста с вполне определенными природными свойствами.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Башта К.Г., Зырянов В.А., Шкурпат Б.А. Сравнительные исследования петрографического состава и асбестоносности месторождений баженовского подтипа // Добыча и обогащение асбестовых руд: Науч. тр. / ВНИИпроектасбест. Асбест. 1975, вып.17. С. 104-121.

2. Варлаков А.С. Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 224 с.
3. Варлаков А.С., Зырянов В.А. Серпентинизация гипербазитов и формирование месторождений хризотил-асбеста // Зап. Всерос. минерал. о-ва. 2000. Ч. 129, № 1, С. 3-15.
4. Золотов К.К., Шмайва М.Я., Медведева Т.А. Методика составления крупномасштабных прогнозных карт по асбесту. М.: Недра, 1973. 152 с.
5. Зырянов В.А. Методика исследования руд хризотил-асбеста и их типизация на примере Баженовского месторождения // Вопросы методики поисков, разведки и промышленной оценки месторождений хризотил-асбеста. Методические указания. Свердловск: УТГУ, 1976. С. 129-138.
6. Зырянов В.А., Воронов И.Е., Гурьев С.А. Физико-химические и механические свойства хризотил-асбеста из различных типов руд // Разведка и охрана недр. 1985. № 1. С. 41-46.
7. Корнеев Б.В., Зырянов В.А. Зональность хризотил-асбестовых залежей на месторождениях баженовского подтипа: Науч. тр. / ВНИИпроектасбест. Асбест, 1982. С. 44-53.
8. Судиловский Г.Н. Исследование корреляционных связей свойства перидотитов и серпентинитов как материалов строительного назначения: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1968. 25 с.

УДК 553.43:622.142.1(470.5)

Памяти Н.В. Барышева

Ю.К. Павлов

МЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ АУДИТ СПОСОБОВ ОТБОРА ПРОБ НА ШАХТЕ МИРГАЛИМСАЙСКОГО СВИНЦОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Проведенный метрологический аудит экспериментального опробования по обоснованию механизированного отбора проб в забоях горных выработок и от кернов разведочных скважин позволил оценить достоверность механизированных способов отбора проб, сформулировать цели задачи, разработать методы аудита [4, 5, 6], что дало возможность приступить к метрологическому аудиту ретроспективной информации экспериментального опробования коренных месторождений пробами малого веса [2].

При выборе объекта исследования предпочтение отдано Миргалимсайскому свинцовому месторождению по трем причинам: 1) достаточно полная характеристика геологических условий пробоотбора; 2) детальное описание отбора, обработки экспериментальных проб, методов математической обработки полученной информации; 3) несоответствие рекомендаций по широкому применению точечного способа отбора проб сложности геологических условий пробоотбора и традиционным рекомендациям о возможности его применения.

Рудное тело Миргалимсайского месторождения представляет пластовую залежь, приуроченную ко второму ленточному горизонту известняков фаменской свиты. Залежь делится на Основную, Промежуточную и Параллельную. Экспериментальное опробование проводилось на Основной залежи, которая по характеру баритизации, доломитизации, текстурно-структурным особенностям оруденения подразделяется на слои-пачки сверху-вниз в следующей последовательности [2]. Верхняя рудная пачка доломитизированных тонкослоистых известняков имеет мощность 0,5-1,3 м, содержание свинца от 1 до 15 %; слой массивных доломитизированных известняков мощностью 0,4-1,2 м, содержание свинца от 1 до 4 %; слой тонколенточных известняков, мощность 0,4-0,8 м, содержание свинца 3-4 %; грубослоистая пачка доломитизированных, баритизированных известняков, мощность - 0,3 до 2 м, содержание свинца 1,5-2,5 %; давленная пачка тонкослоистого строения, мощность 0,3-0,5 м, содержание свинца от 0,5 до 2,5 %.

Главным рудным минералом является галенит, с которым ассоциируют пирит, сфалерит, кварц, анкерит, тетраэдрит. Из супергенных минералов отмечаются англезит и атакомит.

Характер оруденения прожилково-вкрапленный. Размер вкрапленников галенита колеблется от тонких включений до зерен, имеющих 5-7 мм в поперечнике. В преобладающем послыном оруденении вкрапленность галенита изменяется от редкой рассеянной до пустой. Мощность прослоек галенита колеблется от нескольких миллиметров до 1-2, реже 5 см. Оруденельные прожилки наблюдаются во всех слоях-пачках, но чаще всего они приурочены к более массивным