

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
ГИПЕРБАЗИТОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО РУДООБРАЗОВАНИЮ
Секция неметаллических полезных ископаемых

553.6 + 552.321

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ГИПЕРБАЗИТОВ

Под редакцией Ю. К. АНДРЕЕВА и В. П. ПЕТРОВА

868



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1973



"Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". М.,
"Наука", 1973 г.

В статьях сборника рассмотрены перспективы развития поисков неметаллических полезных ископаемых в ультраосновных породах геосинклиналей и платформ СССР; дана общая генетическая и промышленная классификация месторождений оливинитов, кризотилового и амфиболового асбестов, тальцитов, флогопита и вермикулита, лиственитов, жадеитита, нефрита, хризолита и хризопраза, апатита в карбонатитах на примере отдельных месторождений.

В. П. Петров, Ю. К. Андреев

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ГИПЕРБАЗИТОВ

Своеобразие геохимического облика гипербазитов – исключительное обилие магния, бедность кремнекислотой и глиноземом, а также почти постоянное отсутствие щелочей – создает в области их развития специфическую обстановку, определяющую образование большого количества неметаллических полезных ископаемых.

По составу и условиям залегания различают три главных типа ультрабазитовых комплексов (Богатиков и др., 1973; 1969; Павлов и др., 1968; Малахов, 1966): дунит-гарцбургитовый (перидотитовый), дунит-пироксенит-габбровый; ультраосновной-щелочной.

Массивы альпийских серпентинизированных перидотитов часто залегают среди чуждых им обычно более молодых пород, от которых они отделены тектоническими границами. Генезис этих образований неясен и в настоящее время вызывает значительные дискуссии. Многие из исследователей: (за рубежом Хесс, а в СССР А. В. Пейве и др.) рассматривают такие ультрабазиты как тектонические отторженцы вещества верхней мантии, затасанные к дневной поверхности крупнейшими тектоническими подвижками. Другая часть исследователей, не отрицая огромной роли тектоники в перемещениях ультрабазитовых тел, допускает, что в верхние горизонты земной коры ультрабазитовый материал транспортировался в виде магматического расплава, но в последующем в приповерхностных частях земной коры тектоника перемешала уже застывшую породу.

Вторая группа ультрабазитовых тел ассоциирует с габбро, образуя грубо дифференцированные массивы, в которых одна часть более обогащена габбровой (и плагиоклазосодержащей) составляющей, а другая, существенно бесплагиоклазовая, – ультрабазитовая. Таким габбро-ультрабазитовым комплексам большее число исследователей приписывает магматический генезис.

Наконец, третья группа ультрабазитовых тел входит в состав весьма своеобразных щелочно-ультраосновных комплексов, представляющих собой платформенные более или менее изометрические в поперечном сечении трубчатые тела, уходящие на большие глубины. Построены эти тела, как правило, концентрически зонально, ультрабазитовые породы занимают, как правило, центральную часть, а по краям развиты щелочные породы с рядом метасоматических промежуточных зон. Распространены здесь и различные карбонатитовые тела. Сейчас почти нет специалистов, сомневающихся в магматическом генезисе карбонатитовых и щелочных членов щелочно-ультраосновных комплексов; в отношении же ультрабазитов существуют представления о затаскивании твердого мантийного ультрабазита в трубку взрыва, щелочной и карбонатитовой магмой, однако этому предположению противоречит присутствие ультрабазитового стекла в меймечитах Гулинской интрузии.

В рамках настоящей статьи крайне трудно подробно рассматривать дискуссию о генезисе ультрабазитов. Она сейчас весьма интенсивна и пока не ясны ее возможные результаты. Для нас же, однако, крайне важны геохимические особенности каждого из выделяемых комплексов.

Наиболее четко геохимические особенности выражены у альпинотипных гипербазитов (резкое обогащение магнием, бедность глиноземом). В габбро-ультрабазитовых комплексах имеются значительные накопления глинозема. В щелочно-

ультрабазитовых комплексах (в разных их частях) концентрируются практически все главнейшие пороодообразующие окислы, и здесь можно ждать большое число вариаций взаимодействия между слагающими комплекс породами.

Неметаллические полезные ископаемые, связанные с ультрабазитами, образуются на всех этапах становления их как горных пород, а также в результате последующих процессов метаморфизма, наложенных на них уже в верхних частях земной коры, когда ультрабазитовые массивы уже были полностью сформированы. Грубо все неметаллические полезные ископаемые можно разбить на три важнейшие группы: 1) вещество ультрабазитов как полезное ископаемое, 2) продукты контактного взаимодействия между ультрабазитами и контактирующими с ними более поздними и более кислыми породами, а также продукты их низкотемпературного метасоматоза, 3) продукты кор выветривания ультрабазитов.

Ниже мы попытаемся рассмотреть основные проблемы, связанные с формированием каждой из выделенных выше групп полезных ископаемых.

Вещество ультрабазитов как полезное ископаемое

Большое богатство ультрабазитов окисью магния позволяет использовать их в качестве основного форстеритового огнеупора. Как низкокачественный форстеритовый огнеупор может быть использована любая ультрабазитовая порода; однако исследователь и геолог, изучающие ультрабазиты как полезное ископаемое, должны иметь в виду, что главной вредной примесью при получении форстеритовых огнеупоров служит кремневая кислота и поэтому наилучшими видами огнеупорного сырья являются дуниты или оливиниты. Примесь пироксена может служить указанием на повышенное содержание кремнезема и, следовательно, свидетельствует об ухудшении качества ультрабазита как огнеупора.

Равным образом нежелательной примесью является серпентин, который, хотя и содержит меньше кремнекислоты, чем пироксен, но все же больше, чем оливин, в связи с чем большая примесь серпентина также свидетельствует от относительно высоком содержании кремнекислоты. Проблема серпентинизации ультрабазитов, к сожалению, отнюдь не простая. Петрографическим исследованием устанавливается существование серпентинизации типов двух явно наложенной, поздней, и более ранней, захватывающей почти все ультрабазитовые породы. Природа ранней серпентинизации не ясна, и многие исследователи считают ее глубинной, возникшей в процессе становления самой ультрабазитовой породы.

В этом отношении крайне актуальными представляются посвященные этой проблеме статьи в настоящем сборнике. В одной из них (статья В.Ф. Морковкиной) утверждается первичность серпентинизации некоторых массивов Полярного Урала и вторичность присутствующего в них оливина; в другой (статья Г.Н. Савельевой), наоборот, показано снижение содержания этого раннего серпентинита с глубиной. Если эти данные подтвердятся в других местах, можно будет считать доказанным, что ранняя серпентинизация — это то же вторичное образование в результате воздействия поверхностных поздних процессов. Напомним, что факт уменьшения серпентинизации с глубиной описывался Б.Я. Меренковым (1946) для дунитов горы Соловьевой близ Нижнего Тагила на Урале.

Следующим моментом, важным для оценки ультрабазитов как сырья для форстеритового огнеупора, является их железистость. Большая железистость явно не желательна, хотя некоторое содержание железа допустимо.

Хромит может рассматриваться, скорее, как желательная примесь, поскольку хромфорстеритовые огнеупоры будут обладать лучшим качеством по сравнению с форстеритовыми. Следует, однако, иметь в виду, что хромит является очень ценным сырьем, и разности ультрабазита, богатые хромитом, выгоднее использовать в качестве хромитовой руды.

Вторым объектом, важным с практической точки зрения и исключительно интересным теоретически, являются жадеитовые тела в ультрабазитах. Жадеитит, особенно красиво окрашенный или белый, является ценнейшим поделочным камнем, ресурсы которого весьма ограничены во всем мире; поэтому он является объектом широкой международной торговли, и поиски таких месторождений весьма акту-

альны. Тела жадеитов ассоциируют с альбититами и образуют в ультрабазитах жилы, не несущие каких-либо контактных образований. К сожалению, до сих пор не ясны взаимоотношения альбита и жадеита; образовался жадеит за счет альбита или, наоборот, альбитит за счет изменения жадеитита. Вместе с тем с этой проблемой связаны и предположения о природе ультрабазитов вообще. Жадеит является фазой высокого давления и имеет совершенно тот же состав, что и альбит, кристаллизующийся в условиях низкого давления. Выяснение взаимоотношений альбита, жадеита и ультрабазита может дать довольно много для понимания генезиса ультрабазитов вообще. Если удастся доказать вторичность альбититов и кристаллизацию жадеитов в массе уже твердого ультрабазита, это может служить доказательством формирования ультрабазита при высоких давлениях. К сожалению, в имеющихся работах, описывающих жадеититы, в этом отношении до сих пор нет достаточной ясности.

Нерудные ископаемые — продукты контактового процесса и метасоматоза

Внедрение гранитных интрузивных тел в гипербазиты создает резко неравновесные геохимические условия и приводит к образованию целого ряда необычных минералов, которые могут служить важнейшими полезными ископаемыми. Крайне интересна выявленная в последние годы большая роль глубинности контактового процесса, на которой идет образование всего контактового поля.

Наименьшую глубинность, видимо, имеют контактовые образования, в которых кристаллизуется хризотил-асбест (Еремеев и др., 1959). Гранитоидная интрузия, с которой связано Джетыгаринское месторождение хризотилового асбеста, имеет порфировую структуру с мелкозернистой основной массой, что свидетельствует, скорее, об экструзивном (чем интрузивном) ее внедрении. Контактные процессы в хризотил-асбестовых месторождениях, подробно описываемые ниже в ряде статей настоящего сборника, в общем виде заключаются, во-первых, в образовании родингитовых и родингитоподобных пород за счет внедрившихся в серпентиниты жил гранитоидов и других пород, а во-вторых, в образовании за счет серпентинитов реакционных зон тальцитов и тальк-карбонатных пород.

При формировании тальцитов имеет место интенсивный привнос кремнекислоты, а на большем удалении от контакта с гранитами формируется зона сплошного серпентинита и это же вещество кристаллизуется в контракционных пустотах в форме хризотил-асбеста. Крайне интересно, что наблюдения на большинстве асбестовых месторождений позволяют говорить, что при формировании серпентина отсутствует привнос извне чего-либо, кроме воды.

Крайне интересным образованием являются тальк-карбонатные породы и листвениты, которые местами имеют огромное практическое значение отчасти как источник флотационного талька и магнезита (Шобровское месторождение на Урале), отчасти как природный огнеупорный материал. К сожалению, по этому виду полезного ископаемого имеется только старая литература, на основании которой можно предположить, что тальк-карбонатные породы образовались за счет привноса растворами не только кремнекислоты, что достаточно для образования талька, но и углекислоты, необходимой для образования магнезита. При интенсивном процессе карбонизации возможен даже некоторый вынос кремнекислоты из зоны тальк-магнезиальных пород, что весьма интересно и практически и теоретически, и дальнейшее изучение этих процессов весьма целесообразно.

Значительно большее разнообразие пород контактового процесса имеет место при глубинном внедрении гранитоидов в ультрабазиты. За счет внедряющейся породы возникают различные десилифицированные разности — такие, в частности, как корундовые плагиоклазиты, генезис которых широко обсуждался в прошлом и в относительно недавнее время. За счет взаимодействия внедрившейся и вмещающей пород развивается широкая реакционная гамма контактовых пород, нормальный разрез которых имеет следующий вид: а) зона флогопитовой или биотитовой слюды, б) хлоритовая зона, в) зона амфибола. Почти каждая из этих зон может служить источником того или иного полезного ископаемого. Интересно, что, видимо, в зависимости от условий метаморфизма и глубинности контактовых процес-

сов в реакционной колонке преимущественно развита та или иная ее зона. Весьма интересны в этом смысле некоторые работы настоящего сборника, описывающие условия кристаллизации в амфиболовой зоне реакционной колонки антофиллит-асбестовой минерализации в количествах, достаточных для промышленной эксплуатации, и условия, когда в той же амфиболовой зоне развивается мелкокристаллический войлокоподобный полупрозрачный агрегат — нефрит, новые месторождения которого описаны сейчас к северу от Байкала.

В подобных контактовых зонах образуются и месторождения некоторых драгоценных камней. Еще А.Е. Ферсман в начале нынешнего века описал изумрудные месторождения Урала, связанные с десилифицированными пегматитами.

Примерно подобная же зональность развивается в метасоматических зонах щелочно-ультраосновных интрузий с образованием зон и отдельных скоплений гигантозернистых флогопитовых кристаллов, которые сейчас рассматриваются как наиболее перспективный источник этого ценнейшего электроизоляционного материала.

В связи с щелочно-ультраосновными интрузиями и карбонатитами должно быть упомянуто и мощное апатитовое оруденение. До сих пор в Советском Союзе месторождения этого типа не эксплуатируются, но уже совершенно ясно, что это один из самых перспективных и весьма крупных источников фосфорного сырья.

В ряде случаев гидротермального воздействия на серпентиниты и породы, содержащие щелочи и глинозем, возникают биметасоматические процессы; так, за счет лампрофиров, залегающих в змеевиках, могут формироваться хлоритовые породы с параллельным переходом в раствор значительных количеств натрия и глинозема, что приводит к формированию в апосерпентиновых тальк-карбонатных зонах минерализации щелочного асбеста (Андреев, 1959).

Полезные ископаемые коры выветривания на ультрабазитах

Коры выветривания на гипербазитах являются источником целого ряда исключительно интересных минеральных новообразований (Петров, 1967). Ультрабазиты в верхних частях коры выветривания теряют весь содержащийся в них ранее магний и всю кремнекислоту, давая или легированные железные или никель-кобальтовые руды.

Неметаллические ископаемые, связанные с корой выветривания ультрабазитов, концентрируются в низах этого зонального образования, где формируются накопления карбонатов магния, одно время использовавшиеся для изготовления огнеупоров. К зоне окремнения никелевых руд приурочены выделения опала, иногда переполненного белым магнезитом, и тогда эти опалы используются как ценнейший поделочный материал, известный под названием кахолонга; в других случаях это окрашенный никелем зеленый хризопраз или, наконец, различные поделочные опалы типа моховика и других разновидностей аморфных или скрытокристаллических кремнистых продуктов.

Следует отметить, что сами ультрабазиты, развитые в низах коры выветривания (керолитизированные или серпентинизированные), иногда очень красивы и используются в качестве ценного поделочного материала.

Если в область низов коры выветривания попадают зоны контактно измененных ультрабазитов с зонами биотита или флогопита, то, гидратируясь, они дают мощные толщи вспучивающихся слюд — вермикулита и гидробиотита. В силу того, что наиболее ценным вспучивающимся материалом являются слюдяные кристаллы около 1 см в поперечнике и несколько мельче, за счет многочисленных маломощных зон биотитизации вокруг мелких пегматит-аплитовых жил, секущих ультрабазиты, могут возникнуть достаточно крупные вермикулитовые месторождения. Однако наиболее крупные месторождения этого сырья связаны с корами выветривания, развитыми на биотитовых и флогопитовых метасоматических породах в области щелочно-ультраосновных интрузий.

Заключение

Задача приведенного выше краткого обзора — дать некоторую систематизацию огромного комплекса неметаллических полезных ископаемых, связанных с ультрабазитами, с тем, чтобы показать взаимосвязь полезных ископаемых, описываемых по отдельности в статьях настоящего сборника, а также подчеркнуть, что, хотя каждое из рассматриваемых полезных ископаемых имеет свои проблемы, которые необходимо решить для его освоения, все они связаны между собой и, в сущности говоря, все статьи настоящего сборника отчасти дополняют друг друга, отчасти вступают между собой в исключительно острую дискуссию, рассматривая одно и то же явление, но с разных сторон и с разных точек зрения.

Конечно, такой различный подход полезен и безусловно будет способствовать познанию истины и в конечном итоге открытию в нашей стране новых месторождений полезных ископаемых.

Авторы настоящего обзора сознательно не становились на какую-либо одну точку зрения; а старались использовать такие формулировки, которые могут наиболее точно передать существо дела, без предвзятых теоретических взглядов.

Литература

- Андреев Ю. К. Шелочно-амфиболовая минерализация в некоторых змеевиковых массивах Урала. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 39.
- Богатиков О. А., Годлевский, Петров В. П. Современные проблемы изучения базитового магматизма. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 1.
- Еремеев В. П., Меренков Б. Я., Петров В. П., Соколова Л. А. Хризотил-асбестовые месторождения как одна из форм контактового воздействия гранитоидов на ультраосновные породы. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 31.
- Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кимперсайского плутона. Изд-во "Наука", 1968.
- Петров В. П. Основы учения о древних корях выветривания, Изд-во "Недра", 1967.
- Малахов И. А. Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск, 1966.
- Меренков Б. Я. Промышленные типы неметаллических полезных ископаемых. М., 1946.
- Wyllie P. I. The origin of ultramafic and ultrabasic rocks. *Tektonophysics*, 1969, 7, N 5-6.

НАПРАВЛЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГО-ПОИСКОВЫХ И РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, СВЯЗАННЫХ С ГИПЕРБАЗИТАМИ

1. С гипербазитовой формацией связан важный в промышленном отношении комплекс неметаллических полезных ископаемых: 1) группа асбеста, 2) группа талька, 3) группа слюд, 4) карбонатиты, 5) группа поделочных и ограночных камней.

Из неметаллических полезных ископаемых, связанных с гипербазитовой формацией, к числу наиболее важных для народного хозяйства страны относятся группа асбестов, тальк, флогопит, вермикулит и фосфатные минералы.

В группе асбестов выделяются три вида - хризотил-асбест, антофиллит-асбест и голубой асбест, которые благодаря присущим им физико-химическим свойствам используются в различных областях промышленности.

2. Хризотил-асбест. В СССР выявлена крупная сырьевая база этого вида полезного ископаемого. По запасам и производству хризотил-асбеста СССР занимает первое место в мире.

В результате геологоразведочных работ, проведенных организациями Министерства геологии СССР в последние годы, выявлен и разведан ряд новых месторождений и осуществлена доразведка разрабатываемых и намечаемых к освоению месторождений.

Разведанные запасы хризотил-асбеста сосредоточены в основном на семи крупных месторождениях: Баженовском (Свердловская область), Киембаевском (Оренбургская область), Актовракском (Красноярский край), Молодежном и Ильчирском (Бурятская АССР), Джетыгаринском (Кустанайская область) и Ешкеульмеском (Джезказганская область).

Баженовское, Актовракское и Джетыгаринское месторождения эксплуатируются, Киембаевское - находится в стадии подготовки к освоению.

Перспективы территории Советского Союза на выявление месторождений хризотил-асбеста значительные. Исходя из прогнозной оценки, запасы этого вида сырья могут быть увеличены в 2-2,5 раза.

К районам, наиболее перспективным на выявление месторождений хризотил-асбеста, в первую очередь относятся территории Восточного Саяна, Бурятии, Среднего и Южного Урала и Центрального Казахстана.

Существующий уровень производства хризотилового асбеста 1-го - 4-го сортов, а также и намечаемый на перспективу до 1980 г. полностью обеспечен как общими разведанными запасами, так и запасами по отдельным горно-обогаительным комбинатам (в несколько особом положении находится состояние геологической изученности крупнейшего в мире Баженовского месторождения).

Однако уже к настоящему времени ощущается некоторый дефицит в производстве текстильного волокна, который будет постепенно возрастать в последующие годы.

В свете сказанного основными задачами геологической службы по этому виду сырья являются:

1) доразведка Баженовского месторождения, где в связи с намечаемой разработкой его центральной части открытым способом до глубины 680 м возникла необходимость в проведении в текущем пятилетии большого объема геологоразведочных работ по изучению флангов и перевода запасов в более высокие категории;

2) для покрытия дефицита в промышленности в длинном асбестовом волокне в сжатые сроки необходимо разведать Саянское месторождение в Красноярском крае с повышенным содержанием указанного асбестового волокна в рудах, учитывая, что освоение разведанного Молодежного месторождения до 1980 г. признано экономически нецелесообразным.

Как дополнительная сырьевая база для Баженовского ГОК по добыче текстильного волокна в настоящее время изучается Красноуральское месторождение хризотил-асбеста.

По улучшению географического размещения сырьевой базы хризотил-асбеста намечается проведение широких поисковых работ в различных перспективных районах СССР.

3. Антофиллит-асбест. Антофиллит-асбест, обладая свойством противостоять щелочам и кислотам, является ценным сырьем для промышленности.

Наша страна располагает значительными ресурсами этого вида сырья. Разведанные запасы антофиллит-асбеста сосредоточены в основном на двух крупнейших месторождениях - Терсутском в Свердловской области и Бугетысайском в Актюбинской области. Ученные балансом запасы нескольких мелких месторождений в указанных областях по удельному весу от общесоюзных запасов составляют первые единицы в процентном отношении.

Потребность промышленности в кислотостойком асбесте будет обеспечена разведанными запасами только Терсутского месторождения, которое подготавливается к освоению.

Бугетысайское месторождение, входящее в число Южной Мугоджарской группы месторождений, имеющей значительные перспективы к увеличению запасов антофиллит-асбеста, рассматривается в настоящее время как резервная сырьевая база.

Перспективы увеличения ресурсов имеются и в Свердловской области.

Задача геологических организаций - утвердить в ГКЗ СССР разведанные запасы по названным выше месторождениям в ближайшие год-два. Кроме этого, целесообразно продолжить поисковые работы в районах Южных Мугоджар, а также в новых районах с целью улучшения географического размещения сырьевой базы антофиллит-асбеста.

4. Тальк и тальковый камень. Сырьевая база талька, талькового камня в общем обеспечивает потребность промышленности в этом виде полезного ископаемого.

Разведанные месторождения талькового сырья представлены двумя промышленными типами: а) связанными с метаморфизмом ультраосновных пород; б) связанными с метаморфизмом карбонатных пород.

Качество сырья месторождений первого типа невысокое, особенно по белизне, в связи со значительным загрязнением железом, что резко ограничивает возможность его промышленного использования.

Месторождения этого типа широко распространены на территории СССР (разведанные запасы составляют 90% от общесоюзных) и являются основным поставщиком талькового сырья.

Действующие комбинаты - Миасский и Шабровский на Урале - используют сырье месторождений этого типа (Сыроежанского, Шабровского), запасы которых обеспечивают их на амортизационный срок.

Ощущаемый промышленностью дефицит в тальке относится только к высококачественному (маложелезистому) сырью месторождений второго типа.

Балансом запасов учтено разрабатываемое Онотское месторождение в Иркутской области этого типа.

В 1971 г. утверждены крупные запасы высококачественного талька Алгуйского месторождения в Западной Сибири. Изучение месторождения будет продолжено.

Дальнейшие поисковые работы по этому виду сырья должны быть направлены только на выявление месторождений маложелезистого талька.

5. Флогопит и вермикулит. Среди месторождений флогопита и вермикулита наиболее крупные генетически связаны с гипербазитами. К этому типу относится крупнейшее в нашей стране Ковдорское комплексное месторождение флогопита и вермикулита.

Особо следует остановиться на Ковдорском массиве ультраосновных и щелочных пород, несущих в своем составе комплекс крупных месторождений рудного и нерудного сырья.

Изучение этого массива начато с 1933 г. и до настоящего времени еще полностью не закончено. В пределах массива в 1961-1964 гг. открыто и разведано крупнейшее месторождение флогопита. Это месторождение отличается от других высокой общей концентрацией флогопита на относительно небольшой площади, а также высоким содержанием слюды вообще и крупных кристаллов в частности. Месторождение было разведано в короткие сроки с высокой экономической эффективностью.

Промышленность получила запасы флогопита, превышающие все имеющиеся на балансе и обеспечивающие потребность народного хозяйства на десятки лет. Выгодное экономическое положение и благоприятные горнотехнические условия позволяют добывать на месторождении флогопит по низкой себестоимости.

В результате разведки Ковдорского флогопитового месторождения в прошлом пятилетии были значительно сокращены ассигнования на флогопит, а в ближайшие годы работы на флогопит по линии Министерства геологии будут практически прекращены во всех районах.

На Ковдорском массиве разведано также крупное месторождение вермикулита, на котором работают карьер и обогатительная фабрика. Предприятие обеспечено запасами на десятки лет.

6. Карбонатиты и связанные с ними полезные ископаемые. Карбонатиты представляют собой своеобразное геологическое образование, происхождение которого окончательно не установлено. Недостаточно также изучены вопросы практического использования как самих карбонатитов, так и связанных с ними полезных ископаемых.

Проблема карбонатитов привлекла к себе внимание геологов главным образом в последние годы, когда была установлена приуроченность к ним ряда полезных ископаемых – железной руды, редких элементов и соединения фосфора. Наконец, и сами карбонатиты могут рассматриваться как полезные ископаемые – сырье для производства вяжущих.

В Советском Союзе карбонатитовые массивы известны на Кольском полуострове (Ковдорский массив, Турий Мыс и др.), на севере Красноярского края (Ессейский массив, Маймеча-Котуйский район), в Иркутской области (Белозиминское месторождение) и в других районах.

Наиболее изученным является Ена-Ковдорский массив, где подсчитаны запасы комплексных магнетит-апатитовых руд. На южном участке Ковдорского массива известны также кальцит-апатитовые руды.

В самое последнее время здесь выявлена вторичная фосфоритная минерализация (штаффелитовая); масштабы еще не установлены, но, видимо, довольно значительные. На повестку дня ставится вопрос о практическом использовании самих карбонатитов как сырья для производства цемента. Этот вопрос осложняется необходимостью предварительного обогащения карбонатитов с целью выделения содержащихся в них апатита, железорудных и других минералов.

Однако, учитывая наличие за рубежом опыта использования карбонатитов для производства цемента, можно считать этот вопрос заслуживающим внимания.

Учитывая наличие на Кольском полуострове ряда массивов, аналогичных по строению Ена-Ковдорскому, необходимо провести их изучение.

Заслуживает также внимание и Ессейский массив, который, видимо, содержит значительные ресурсы фосфатного сырья. Однако значительное удаление массива от путей сообщения затруднит и задержит его освоение.

7. Поделочные и ограночные камни. С ультраосновными породами связаны месторождения поделочных и ограночных камней. К их числу относятся: из поделочных камней – нефрит и благородный змеевик, из ограночных – хризолит и др.

8. Наряду с геологоразведочными работами необходимо усилить и научно-исследовательские работы, направленные на изучение и промышленное использование полезных ископаемых, связанных с гипербазитами.

К числу задач, в решении которых необходима помощь научно-исследовательских организаций, относятся:

1) выполнение широкого комплекса исследований, направленных на максимальное повышение степени использования разведанных запасов, разработку новых технологических способов и повышение извлечения, снижение потерь и разубоживания и т. п.; выявление новых областей применения (флогопит, вермикулит);

2) дальнейшая разработка теоретических основ и совершенствование методов прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых, связанные с гипербазитовой формацией;

3) усовершенствование методики эффективности разведочных работ;

4) разработка и внедрение в программу поисковых и разведочных работ комплекса геофизических, геохимических и других новых более совершенных методов и приемов.

ФОРМАЦИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД УРАЛА И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В основу формационного деления ультраосновных горных пород Урала положены принципы, разработанные Н. С. Шатским (1964), Н. П. Херасковым (1967) и применительно к магматическим горным породам Ю. А. Кузнецовым (1964).

По характерным парагенезисам горных пород с учетом металлогенических особенностей и приуроченности массивов к определенным типам геологических структур, и в связи с определенными эффузивными, осадочными и метаморфическими комплексами ультраосновные горные породы группируются в несколько самостоятельных формаций (Булыкин, Золоев, 1968₁₋₂).

В зависимости от местоположения в структурно-фациальных зонах Урала выделяются три группы формаций: миогеосинклиальная, эвгеосинклиальная и пограничная, находящаяся в зоне сочленения миогеосинклиальной и эвгеосинклиальной областей Урала. В миогеосинклиальной области отчетливо выделяются три формации с тем или иным участием ультраосновных пород: формация щелочных ультраосновных базальтоидов, пикрит-габбро-диабазовая и пироксенит-перидотитовая формации.

В области палеозойской эвгеосинклинали Урала развиты габбро-перидотитовая (альпинотипная), дунит-клинопироксенит-габбровая (платиноносная) формации, а также формации регенерированных ультраосновных пород метаморфического типа.

Гипербазитовые массивы, находящиеся в зоне сочленения миогеосинклиальной и эвгеосинклиальной областей, характеризуются совместным нахождением дунит-клинопироксенитовых и дунит-гарцбургитовых ассоциаций ультраосновных пород с неизменным участием габброидов.

Отложения внешней зоны Уральской геосинклинали формировались на кристаллическом основании Русской платформы, обнаженном в тараташском выступе архейских и раннепротерозойских пород. Они образуют два структурных этажа, не считая мезозойско-кайнозойского: верхнепротерозойско-кембрийский и ордовикско-позднепалеозойский. В разрезе доордовикских толщ Среднего и Северного Урала, фациально довольно разнообразном, выделяются отложения рифея (Юрматинская и Каратауская серии) и венда - нижнего кембрия. Последние пользуются наибольшим развитием, слагая по существу полностью доордовикский разрез районов развития щелочных ультраосновных базальтоидов, и относятся к флишоидно-молассоидным образованиям межгорных прогибов, питавшихся за счет поднятий, возникших в раннебайкальскую (миньярскую, по М. И. Гараню, 1969) фазу складчатости. Таким образом, формацию щелочных ультраосновных базальтоидов можно рассматривать как проявление субсеквентного магматизма в условиях рифейско-раннекембрийской миогеосинклинали западного склона Урала. Пикрит-габбро-диабазовая формация характеризуется "сквозным" развитием, начиная с позднего рифея и до нижнего девона включительно, но не поднимается выше такатинских слоев среднего девона. Попытки расчленить эту формацию по возрасту до сих пор не имели успеха. Массивы пироксенит-перидотитовой формации залегают в ордовикских отложениях, знаменующих заложение палеозойской миогеосинклинали. С этой точки зрения рассматриваемая формация может в какой-то мере параллелизоваться с инициальными гипербазиитами палеозойской эвгеосинклинали.

Щелочные ультраосновные базальтоиды ограниченно развиты и распространены в основном в крыльях Безгодовской наложенной синклинали. Они представлены авгититами, лимбургитами, пикритоподобными порфиритами, трахибазальтовыми и брахиандезитовыми порфиритами, кварцевыми порфирами, гипабиссальными интрузиями эссексит-диабазов, пикрит-диабазов и кринанититов, образующих иногда дифференцированные силлы мощностью до 100 м.

По данным В. М. Сергиевского (1969), эта формация не имеет себе аналогов на Урале; нет у нее полных аналогов и среди известных щелочных серий. Ближе всего она стоит к щелочным, основным и ультраосновным формациям плат-

форменных областей и их окраин. Происхождение данной формации, скорее всего, объясняется взаимодействием первичной щелочно-ультраосновной магмы с осадочными алюмосиликатными глинисто-песчаными породами.

Гипербазиты пикрит-габбро-диабазовой и пироксенит-перидотитовой формаций принято объединять в два пояса - Вишерский и Сарановский или даже в один - Вишерско-Сарановский (Старков, 1969). Детальный анализ структурной позиции массивов этих формаций показывает, однако, что в отличие от альпинотипных гипербазитов в данном случае нет четкой приуроченности гипербазитов к какому-то одному разлому, и, следовательно, выделение названных поясов как неких морфологических единиц неоправдано. Структурами, контролирующими размещение гипербазитов указанных формаций, являются Верхнепечорско-Исовской и Кваркушко-Каменогорский антиклинории, характеризующиеся сложной мозаично-блоковой тектоникой. Каналом, выходящим магматические массы из подкоровых частей, скорее всего, являлся Мойвинско-Кутимский глубинный разлом, возникший в каратауское время (в поздний рифей) или несколько ранее и трансформированный в доступных для изучения коровых частях в сеть сложных разновозрастных дизъюнктивных дислокаций, в значительной мере определяющих современный облик Верхнепечорско-Исовского и Кваркушко-Каменогорского антиклинориев.

Пикрит-габбро-диабазовая формация является аналогом трапповой формации, развитой в прилегающих частях Русской платформы. Ультраосновные члены этой формации представляют собой пикритовые фации щелочноземельных габбро-диабазов. Они закартированы близ устья р. Ольховки, правого притока р. Мойвы, на хребтах Чувал, Ошеньер, в низовьях р. Средний Жигалон, левого притока р. Улс и др.

Пироксенит-перидотитовая формация по некоторым особенностям химизма - содержанию железа, титана, глинозема, составу хромшпинелидов, особенно акцессорных - напоминает формацию стратиформных габбро-перидотитовых интрузий платформ типа Стиллуотер, Бушвельд и др. Это послужило основанием для предположения о базальтоидном происхождении данной формации (Зимин, 1937; Штейнберг и др., 1964; Малахов, 1966). Наиболее типичными представителями пироксенит-перидотитовой формации являются Мойвинский и Сарановские массивы, сложенные клинопироксенитами, гарцбургитами и реже дунитами.

Кроме пикритов, генетически связанных со щелочными базальтоидами и щелочноземельными габбро-диабазами, в миогеосинклинальной зоне Урала отмечается ряд мелких дайкообразных тел, подобных серпентинизированным перидотитам, отвечающим по составу биотит-роговообманковым перцолитам, описанным Ю. Д. Смирновым и А. А. Кухаренко (1960) на горе Антипинский гребень. Некоторые геологи склонны связывать их происхождение с кимберлитами, но для этого еще нет достаточных данных. Возможно, что эти породы принадлежат к одной из генетических групп, охарактеризованных выше.

Металлогения миогеосинклинальных гипербазитов не столь разнообразна, как в ультраосновных породах эвгеосинклинальной области Урала. В породах пикрит-габбро-диабазовой формации залегают жилы тремолит-асбеста. Наиболее крупные проявления отмечаются в Першинской дайке на Среднем Урале, где содержание асбеста достигает 5%. С пироксенит-перидотитовой формацией, кроме уникальных месторождений низкосортных хромитов, связано Мойвинское проявление хризотил-асбеста карачаевского подтипа. Глубокий метаморфизм гипербазитов данных формаций при небольших размерах массивов, как и особенности химического состава ультраосновных пород, не позволяет положительно оценивать перспективы их на хризотил-асбест. Широкое развитие родингитов в Мойвинском массиве и отдельные находки нефритов дают возможность рекомендовать район распространения гипербазитов пироксенит-перидотитовой формации для поисков этого вида весьма ценного сырья. Формация щелочных ультраосновных базальтоидов продолжает привлекать внимание в качестве возможного объекта коренных источников алмазов.

Геофизические исследования показывают, что структуры кристаллического основания Восточно-Европейской (Русской) платформы имеют субширотное простирание, прослеживающееся под покровом миогеосинклинальных толщ, и обрываются на границе с палеозойской эвгеосинклиналью. По этим же данным эвгеосинклиналь-

ные образования Тагило-Магнитогорского прогиба залегают непосредственно на базальтовом слое. Таким образом, палеозойская эвгеосинклиналь развивалась на симатическом основании, возможно на коре океанического типа. Среди палеозойских эвгеосинклинальных образований гипербазиты распространены сравнительно широко. Наибольшее развитие имеют альпинотипная и платиносная ассоциации гипербазитов при явном преобладании первой. В составе альпинотипных гипербазитов выделяются габбро-перидотитовые комплексы начальных и средних этапов тектоно-магматического развития Урала. Эти комплексы тесно связаны с диабаз-спилитовыми сериями и в наиболее полной форме соответствуют офиолитам в том объеме, как понимал их Штейман. У габбро-перидотитовых ассоциаций средних этапов связь с эффузивными членами офиолитов менее четкая, нередко совершенно теряется (Шевченковский, Кундыбаевский, Аниховские массивы). В ряде случаев это, несомненно, связано с тектонической перемещенностью гипербазитовых массивов, например в Медногорском районе. Наличие в миогеосинклинальной зоне Урала альпинотипных и платиносных ассоциаций гипербазитов, в петрологическом отношении имеющих облик эвгеосинклинальных образований, по мнению некоторых геологов также вызвано тектонической перемещенностью их из области палеозойской эвгеосинклинали (массивы Крака, Нязепетровские).

Весьма характерными членами альпинотипных ассоциаций являются габброиды. По геофизическим данным они значительно более широко развиты, чем наблюдается в современном эрозионном срезе. Такие массивы, как, например, Верхнетагильский, Верх-Нейвинский, полностью залегают среди габброидов.

Инициальные гипербазиты, как правило, интенсивно серпентинизированы, а мелкие тела нацело замещены хлоритовыми, амфиболовыми, тальковыми и тальк-карбонатными породами. В габбро-перидотитовых ассоциациях средних этапов серпентинизация носит околотрещинный характер, что при блоковой тектонике массивов определяет крупносетчатый план зон серпентинизации. С этими ассоциациями гипербазитов связаны все крупные месторождения хризотил-асбеста Урала (Баженовское, Жетыгаринское, Киембайское). Месторождения щелочного амфибол-асбеста встречаются в габбро-перидотитовых ассоциациях обоих этапов. С корой выветривания гипербазитов габбро-перидотитовой ассоциации связаны месторождения силикатного никеля, магнезитов и природнолегированных железных руд. Следует еще раз обратить внимание на необходимость изучения родингитов, особенно широко развитых в массивах гипербазитов габбро-перидотитовой формации, как объектов поисков возможных месторождений нефритов. Из неметаллических полезных ископаемых, связанных с дунит-клинопироксенит-габбровой формацией, необходимо отметить демантоиды (дуниты горы Соловьева).

Происхождение и взаимоотношение габбро-перидотитовой и дунит-клинопироксенит-габбровой формаций остается предметом широких дискуссий. Не углубляясь в историю и современное состояние проблемы, которая имеет отношение и к закономерностям размещения неметаллических полезных ископаемых, заметим следующее. В последние годы на Урале изучено много массивов, где совместно залегают дунит-гарцбургитовые и дунит-клинопироксенитовые ассоциации ультраосновных горных пород: Кемпирсайский, Хабарнинский, Нуралинский, Таловский, Верхнетагильский, Алапаевский, Баженовский и др. Особенность взаимоотношений дунит-клинопироксенитовых и дунит-гарцбургитовых ассоциаций в Нуралинском, Верхнетагильском, Верх-Нейвинском, Алапаевском и Баженовском массивах свидетельствует о наличии в них зональности. Зональность эта в несколько обобщенном виде имеет следующий вид: габброиды → клинопироксениты → верлиты → дуниты → гарцбургиты с обособлениями дунитов.

Клинопироксениты и верлиты образуют колеблющиеся по мощности сплошные или прерывистые каймы в экзоконтакте габброидов, подчас занимая значительные площади. Следует заметить, что наиболее общей и универсальной закономерностью в размещении клинопироксенитов и верлитов является их исключительная связь с дунитами, а также с габброидами, в последнем случае нередко осложненная рядом структурно-геологических факторов, в частности дизъюнктивной тектоникой и, следовательно, не всегда одинаково очевидная.

Следующая за клинопироксенитами зона дунитов имеет сложную конфигурацию и варьирующие размеры, определяющиеся формой и масштабами клинопироксени-

зации. В контакте с клинопироксенитами дуниты имеют железистость, равную 15–20%; оливин в них содержит до 15% фаялитового компонента. По мере удаления в сторону гарцбургитов железистость дунитов и содержание фаялитовой составляющей в оливине падает до 8–10%, что, видимо связано с различной миграционной способностью железа и магния, освобождающихся при клинопироксенизации гарцбургитов.

При относительно небольших размерах гарцбургитовых интрузий процессы клинопироксенизации и сопряженной с ней оливинизации преобладают и массивы гипербазитов полностью или почти полностью сложены дунит-клинопироксеновыми ассоциациями (Верхнетагильский, Верх-Нейвинский, Каркодинский и др.). При значительных размерах гарцбургитовых интрузий отмечаются массивы, в которых сочетаются дунит-клинопироксенитовые и дунит-гарцбургитовые ассоциации, т. е.

Неметаллические полезные ископаемые в гипербазитах

Формации и ассоциации ультраосновных горных пород	Миогеосинклинальная область	Зона Главного глубинного разлома (на границе мио- и эвгеосинклинали)
Формация щелочных ультраосновных базальтоидов	Алмазы (?)	
Пикрит-габбро-диабазовая формация	Проявления актинолит- и тремолит-асбеста	
Пироксенит-перидотитовая формация	Проявления продольно-волокнистого хризотил-асбеста карачаевского подтипа (Мойвинское). Родингиты и связанные с ним нефриты	
Габбро-перидотитовая формация		Мелкие месторождения и проявления поперечно-волокнистого хризотил-асбеста баженовского подтипа (Таловское, Абзаковское и др.)
Формация магнезиальных скарнов	Месторождения антофиллит-асбеста (?)	Проявления антофиллит-асбеста
Дунит-клинопироксенит-габбровая формация		Месторождения демантоидов, коренные источники алмазов (?), огнеупорное сырье

присутствуют ассоциации, промежуточные между типичными платиноносными, с одной стороны, и альпинотипными, с другой. Гипербазитовые ассоциации промежуточного типа занимают чаще вполне определенную структурно-тектоническую позицию, располагаясь в зоне сочленения миогеосинклинальной и эвгеосинклинальной областей Урала, к которой приурочен Главный уральский разлом (Кемпирсайский, Хабарнинский, Нуралинский, Таловский массивы и др.). В соответствии с принятыми нами принципами гипербазитовые комплексы промежуточного типа выделяются в качестве самостоятельной габбро-клинопироксенит-дунит-гарцбургитовой формации.

Широкое развитие клинопироксенизации и сопряженной с ней оливинизации позволяет рассматривать эти процессы как породообразующие, играющие весьма

различных тектонических зон Урала

Эвгеосинклинальная область

Зона крупных глубинных разломов (пограничные перидотитовые пояса)	Антиклинальные поднятия в зонах крупных региональных поднятий	Синклинальные погружения в зонах крупных региональных поднятий и прогибов
---	---	---

Крупные и средние месторождения поперечноволокнистого хризотил-асбеста баженовского подтипа (Баженовское, Джетыгаринское и др.). Месторождения щелочного амфибол-асбеста проявления тремолит-актинолит асбестов. Проявления магнетита в коре выветривания гипербазитов

Проявления антофиллит- и тремолит-асбеста, корунда, драгоценных камней (сапфиров, изумрудов)

Крупные месторождения талька и талькового камня (Сысертское, Шабровское, Медведевское и др.). Проявления хризотил-асбеста и амфибол-асбестов актинолит-тремолитового ряда. Поделочные и технические хлоритовые породы. Проявления магнетита в коре выветривания гипербазитов

Месторождения антофиллит-асбеста (Сысертское, Терсутское и др.), вермикулита (Булдымское), корунда (Борзовское). Проявления тальк-магнетита

Месторождения вермикулита (гидробиотита) в коре выветривания биотитовых перидотитов (Сахаринская)

существенную роль в формировании современного облика и металлогенической специализации гипербазитовых массивов. В частности, эти процессы способствуют перераспределению хрома, образованию сульфидов никеля и не благоприятствуют асбестообразованию.

В промежуточных гипербазитовых ассоциациях существуют минимум два генетических типа дунитов: первичные дуниты, связанные с гардбургитами, и метасоматические дуниты. По данным Г.М. Виноградской (1952, 1954, 1957), О.А. Воробьевой (Воробьева и др., 1962), В.Ф. Морковкиной (1967), Н.В. Павлова (Павлов и др., 1968) и других исследователей, в эвгеосинклинальных гипербазитах, кроме того, можно выделить еще по меньшей мере четыре типа метасоматических дунитов: аподунитовые, апопироксенитовые, апосерпентинитовые и гетерогенные по составу субстрата. По условиям залегания в Алапаевском, например, массиве с учетом данных П.М. Татарина и Г.М. Красновского (1940) выделяются следующие типы дунитов: шпирь дунитов среди гардбургитов, метасоматические дунитовые оторочки в экзоконтактах хромитовых тел, жилы дунитов, секущие хромитовые тела, полосы дунитов в составе дунит-гардбургитовых полосчатых комплексов, направленные по форме поля дунитов в зонах перехода от габбро и клинопироксенитов к гардбургитам. Масштабы оливинизации во всех этих случаях неясны. Недостаточно ясна роль тех или иных разновидностей дунитов в металлогенической специализации массивов и формаций. Решение этих вопросов является неотложной проблемой, имеющей первостепенное значение для прогнозирования и поисков месторождений хромитов и уточнения закономерностей размещения жил хризотил-асбеста.

Формация регенерированных ультраосновных пород широко развита в зоне гранитных интрузий восточного склона Урала. Она представлена высокомагнезиальными оливиновыми, оливин-энстатитовыми породами, вмещающими месторождения кислотоупорного антофиллит-асбеста (Сысертское, Бугетысайское), талька, вермикулита (Булдымское), корунда (Борзовское). Массивы этой формации не образуют четких поясов, залегают в ядрах мелких синклинальных структур на фоне более крупных антиклиналей и "переслаиваются" с кристаллическими, нередко графитистыми сланцами и гнейсами амфибол-биотитового состава. Горные породы данной формации представляют собой продукты метаморфизма серпентинитов в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма зон поднятий на орогенных этапах тектоно-магматического развития Урала. С точки зрения петрологии, видимо, имело бы смысл объединить все эвгеосинклинальные ультраосновные породы в одну габбро-перидотитовую формацию, выделив в ее составе соответствующие метаморфические фации. Возможно, это было бы рационально для более широких обобщений, например для сравнительного анализа магматизма, метаморфизма и металлогении различных складчатых систем. Вместе с тем наличие значительных разногласий в вопросах петрогенезиса тех или иных ассоциаций ультраосновных горных пород, а также отчетливо выраженные металлогенические специализации каждой из них заставляют сохранить принятое здесь формационное деление. В особенности это касается дунит-клинопироксенит-габбровой формации, экзотичной как по обилию точек зрения на ее происхождение, так и в том отношении, что она не имеет себе аналогов на земном шаре, кроме разве ультраосновных массивов Юго-Восточной Аляски.

В таблице приведен перечень неметаллических полезных ископаемых, генетически связанных с гипербазитами различных формационных типов. Наиболее крупные и промышленноценные месторождения полезных ископаемых, имеющие народнохозяйственное значение, приурочены к гипербазитам эвгеосинклинальной зоны Урала. К ним относятся месторождения хризотил-асбеста баженовского подтипа, месторождения антофиллит-асбеста и талька. Большинство месторождений промышленного типа генетически и пространственно связаны с гипербазитовыми массивами габбро-перидотитовой формации и продуктами их метаморфизма. Закономерности размещения месторождений неметаллических полезных ископаемых определяются главным образом процессами постмагматического преобразования инициальных гипербазитов, несмотря на то что большую роль при этом играет и вещественный состав ультраосновных пород. Постмагматическое преобразование последних происходит под влиянием процессов метаморфизма, которые тесно связаны с особен-

ностями магматизма и тектоненеза различных структурно-тектонических зон Урала. В конечном итоге особенности тектоно-магматического развития Урала и контролируют в крупном плане пространственное размещение гипербазитовых массивов и связанных с ними неметаллических полезных ископаемых, что и нашло отражение в указанной выше таблице.

Литература

- Булыкин Л. Д., Золоев К. К. 1. О формационном делении ультраосновных пород Урала. - Докл. АН СССР, 1968, 180, № 4.
- Булыкин Л. Д., Золоев К. К. 2. Формации ультраосновных пород Урала и принципы их выделения. - В сб. "Геологические формации". Л., ВСЕГЕИ, 1968.
- Виноградская Г. М. О генезисе некоторых оливиновых пород. - Докл. АН СССР, 1952, 87, № 5.
- Виноградская Г. М. Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале. Докл. АН СССР, 1954, 97, № 5.
- Виноградская Г. М. О генезисе полосчатых дунито-перидотитов западной полосы гипербазитов Урала. - Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 21. Петрограф. сб., № 2. Госгеолтехиздат, 1957.
- Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 65.
- Гарань М. И. Докембрий. - В кн. "Геология СССР", т. XII. - Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области, ч. 1. Геологическое описание, кн. 1. Изд-во "Недра", 1969.
- Зимин И. А. Сарановское месторождение хромита. - В кн.: "Международный геологический конгресс. XVII сессия. Уральская экскурсия. Северный маршрут". М. - Л., 1937.
- Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов западного склона Южного Урала. - Докл. АН СССР, 1969, 189, № 5.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Недра", 1964.
- Малахов И. А. Петрохимия ультрабазитов Урала. - Труды ИН-та геол. УФАИ СССР, 1966, вып. 79.
- Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. Изд-во "Наука", 1967.
- Павлов Н. В., Кравченко Н. Г., Чупрынина И. И. Хромиты кемпирсайского плутона. Изд-во "Наука", 1968.
- Сергиевский В. М. Вулканизм. - В кн.: "Геология СССР", т. XII - Пермская, Свердловская, Челябинская, Курганская области, ч. 1. Геологическое описание, кн. 1. Изд-во "Недра", 1969.
- Смирнов Ю. Д., Кухаренко А. А. О перидотитах бассейна р. Улс (Северный Урал) и об отношении их к группе кимберлитов. - Ученые записки ЛГУ, № 291, серия геол., вып. 11, 1960.
- Соболев И. Д. Основные черты глубинного строения Урала. Изд-во "Наука", 1968.
- Старков Н. П. Ультраосновные породы Вишерско-Сарановского пояса. - В кн.: "Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала", т. II Свердловск, 1969.
- Татаринов П. М., Красновский Г. М. Алапаевская интрузия ультраосновных пород на Урале и ее месторождения хромистого железняка. - Труды ЦНИГРИ, 1940, вып. 120.
- Херасков Н. П. Геологические формации. - В кн. "Тектоника и формации". Изд-во "Наука", 1967.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. "Избранные труды", т. II. Изд-во "Наука", 1964.
- Штейнберг Д. С., Малахов И. А., Фоминих В. Г. Генетическое значение закономерностей распределения элементов семейства железа в магматических горных породах Урала. - Записки Всес. мин. об-ва, 1964, ч. 93, вып. 5.



АСБЕСТЫ И ТАЛЬКИТЫ В ГИПЕРБАЗИТАХ ОРЕНБУРГСКОГО УРАЛА

В пределах Оренбургского Урала ультраосновные породы значительно развиты. Массивы их отчетливо локализируются вдоль глубинных разломов в виде поясов, приуроченных, как правило, к зонам сочленения структурно-фациальных зон первого порядка, реже - внутри последних.

По времени внедрения (формирования) надежно выделяются гипербазиты верхнепротерозойско-нижнекембрийского (Pt_3-Cm_1), верхнесилурийско-нижнедевонского (S_2-D_1) и нижнекаменноугольного (C_1) возраста.

Ее совокупность ультраосновных пород Оренбуржья территориально разделена на две большие естественные группы: Западную и Восточную (фиг. 1).

По геотектоническим условиям формирования Западная группа соответствует многоэосинклинальной, Восточная - эвгеосинклинальной зоне, т.е. разделение на "восточные" и "западные" является не только географическим, но и структурно-формационным.

Гипербазиты Западной группы сосредоточены в пределах Центрально-Уральского поднятия. Среди них четко различаются:

1) мелкие sillы перекристаллизованных антигоритовых серпентинитов и связанные с ними пространственно апосланцевые, серпентинитовые и тальк-хлоритовые породы, залегающие среди регионально метаморфизованных комплексов Урал-Тауского и Эбетинского антиклинориев, и 2) большая группа разных по размерам и степени серпентинизации массивов Сакмарского антиклинория и Вознесенско-Присакмарского синклинория, которые парагенетически тесно связаны с породами осадочно-эффузивной серии диабазо-спилитовой формации силурийского возраста и образуют в совокупности с ними офиолитовый комплекс. В ряде публикаций эти массивы включаются в состав Кемпирсайско-Халиловского гипербазитового пояса Главного Уральского разлома (Малахов, 1966; Булыкин, 1967). По времени внедрения первые являются верхнепротерозойско-нижнекембрийскими, вторые - верхне-силурийско-нижнедевонскими.

Если западные массивы сосредоточены в пределах одной структурно-фациальной зоны, то восточные располагаются в системе нескольких сопряженных между собой структурно-фациальных зон: Магнитогорского прогиба, Восточно-Уральского поднятия, Восточно-Уральского прогиба, Зауральского поднятия.

Для пространственного (и генетического) положения массивов Восточной группы характерна теснейшая связь с глубинными региональными разломами, разграничивающими структурно-фациальные зоны. Они-то и предопределяют линейную форму и вытянутость как отдельных массивов, так и гипербазитовых поясов. Структурное положение гипербазитов, приуроченность их к зонам региональных тектонических нарушений, выполненных отложениями нижнекарбонического возраста, и факты контактового воздействия на них гранитоидов среднекарбонического возраста позволяют считать отрезок времени внедрения большинства массивов послевизейским.

Серпентинизированные гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты являются преобладающей петрографической разновидностью ультраосновных пород Оренбургского Урала. Серпентинизированные дуниты и возникшие по ним серпентиниты, резко количественно подчинены гарцбургитам. Лерцолиты, верлиты, пироксениты (и серпентиниты по ним) встречаются значительно реже. Часто гипербазиты, кроме серпентинизации, подвержены глубоким аллометаморфическим преобразованиям, в результате которых возникают разнообразные минеральные ассоциации (листвиниты, талькиты и многие др.).

Все многообразие ультраосновных пород Оренбуржья по совокупности структурно-тектонических факторов и минералого-петрохимическим особенностям может быть в генетическом отношении разделено на две большие группы: собственно магматические породы, производные первичной ультраосновной магмы, и метаморфогенно-метасоматические, производные как по пара-, так и по ортопородам (серпентин-хлоритовые и тальковые сланцы, горнблендиты, пироксениты).

Среди первых по совокупности устойчивых ассоциаций горных пород, петрохимическим особенностям и металлогенической специализации четко выделяются две ветви, две наблюдаемые в природе ассоциации: дунит-гарцбургитовая (альпинотипная) и дунит-пироксенит-габбровая (платиноносная). К последней отнесены горные породы (дунит, пироксениты и габбро) лишь юго-восточной части Хабарнинского массива. К альпинотипной ассоциации принадлежат почти все другие ультраосновные массивы Западной (Халиловский, Ишкининский, Катралинский, Чураевский, Коноплянский и др.) и Восточной (Киембаевский, Аниховский, Айдырлинский, Буруктальский, Аккаргинский и др.) групп.

С ультраосновными породами Оренбургского Урала пространственно и генетически связаны промышленные месторождения эндогенных и экзогенных полезных ископаемых, имеющих важное народнохозяйственное значение.

В последние годы оренбургскими геологами проведены работы на сульфидные медно-никелевые руды, хромиты, асбесты и талькиты.

В результате этих работ получены новые данные, позволяющие по-иному оценить перспективы некоторых массивов гипербазитов как Западной, так и Восточной группы на асбесты и талькиты и сделать рекомендации по направлению дальнейших разведочных работ.

Хризотил-асбест

Изучением перспектив Оренбургского Урала на хризотил-асбест в разные годы занимались Б.Н. Наследов, Б.Я. Меренков, В.Н. Щербина, В.А. Лаломов, В.Р. Артемов, Г.А. Гревцов, А. С. Черникова и Ю.С. Соловьев, А.П. Степанов, В.Н. Кузнецова, И.И. Никитин, В.Ф. Синельников, А.С. Коротин, В.В. Коновалов и др.

Все известные в этом регионе месторождения и проявления хризотил-асбеста пространственно и генетически связаны, как и вообще на Урале (Соболев, 1962, Артемов и др., 1962, Золоев, 1962), с гипербазитами дунит-гарцбургитовой ассоциации.

По характеру асбестоносности и морфологии асбестовых залежей на Оренбургском Урале выделяются месторождения баженовского и лабинского подтипов.

С массивами западной группы связаны многочисленные асбесто-проявления и очень мелкие месторождения лабинского подтипа, не имеющие промышленного значения (Псянчинское, Коноплянское, Ишкинское и др.).

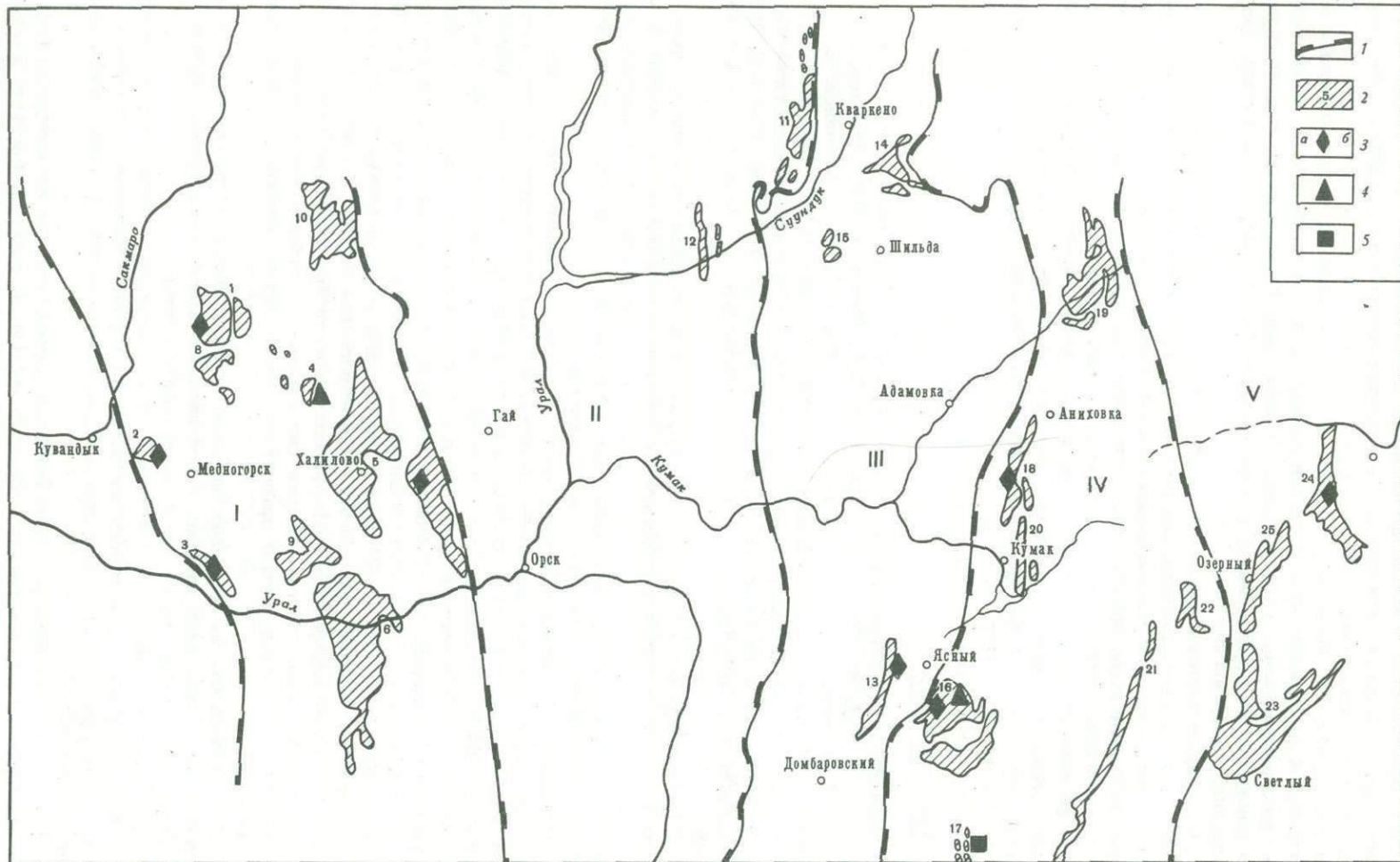
Ограниченный характер асбестизации в массивах указанной группы объясняется тем, что после формирования гипербазитов, начиная со среднего девона, интрузивная деятельность в Центральном-Уральском поднятии проявлена слабо и в основном представлена габброидами. Интрузии гранитоидов, которые большинством исследователей рассматриваются в качестве источников гидротермальных растворов при образовании промышленно ценных месторождений хризотил-асбеста, отсутствуют. В связи с этим хризотил-асбестизация связывается или с автометаморфическими процессами (Артемов, 1967) или с региональным метаморфизмом (Золоев, 1962).

По нашему мнению, большинство Южно-Уральских месторождений лабинского подтипа аллометаморфические. Источником асбестообразующих растворов для них служили габброиды, парагенетически связанные с гипербазитами и являющиеся неотъемлемой составной частью офиолитовой серии верхнесилурийско-нижнедевонского возраста.

Асбестоносность на массивах Западной группы преимущественно представлена одиночными и сложными жилами, часто напоминающими мелкопрожил, и, как отмечалось выше, обычно носит непромышленный характер.

В последние годы в 40 км к северу от г. Кувандык в пределах Катралинского массива гипербазитов, являющегося одним из крупных массивов Сакмарского антиклинария (фиг. 2), выявлена довольно значительная асбестизация, заслуживающая внимания.

В плане массив образует тело овальной формы, длинная ось которого составляет примерно 10 км, а короткая — около 6 км. Общая площадь массива, имеющего ряд узких выступов во вмещающие породы, достигает 80 км². Вмещающими являются вулканогенно-осадочные отложения ордовика — нижнего кабона. На контактах



Фиг. 1. Схема размещения гипербазитов Оренбургского Урала и связанных с ними нерудных полезных ископаемых

I - Центрально-Уральское поднятие: массивы: 1 - Карталинский, 2 - Ишмуратовский, 3 - Коноплянский, 4 - Ишановская группа массивов, 5 - Холиловский (Маялинский), 6 - Хабарнинский, 7 - Ишкининский, 8 - Чурелевский, 9 - Карталинский, 10 - Байгускаровский. II - Магнитогорский прогиб: массивы: 11 - Бриентский, 12 - Жолдубайский. III - Восточно-Уральское поднятие: массивы: 13 - Карабутакский (Шандашинский), 14 - Айдырлинский; 15 - Урус-Кискевский. IV - Восточно-Уральский прогиб: массивы: 16 - Киембаевский, 17 - Верхне-Ушкатынская группа массивов, 18 - Аниховский, 19 - Подольский, 20 - Кайрактинский (Кумыкский), 21 - Лимокская группа массивов, 22 - Карисуйский. V - Зауральское поднятие: массивы: 23 - Буруктальский, 24 - Аккаргинский, 25 - Карашакальский, 26 - Коскольский. Условные обозначения на карте: 1 - границы структурно-фациальных зон; 2 - массивы гипербазитов и их номера; 3 - хризотил-асбест (а - крупное месторождение, б - асбестопроявления и непромышленные месторождения); 4 - месторождения тальков и талько-магнезитов; 5 - проявления антофиллит-асбеста

массива почти повсеместно наблюдаются родингиты и кремнеподобные породы. Массив сложен в разной степени серпентинизированными перидотитами, дунитами и серпентинитами. Последние образуют узкую непрерывную кайму вокруг дунит-перидотитового ядра.

В центральной части массива широко развита полосчатость, выраженная в чередовании лент-полос дунитов и гарбургитов. Из жильных пород развиты немногочисленные дайки габброидов, превращенные в зонах серпентинитов в родингиты. Для пород массива очень характерен жильный серпентин (офит).

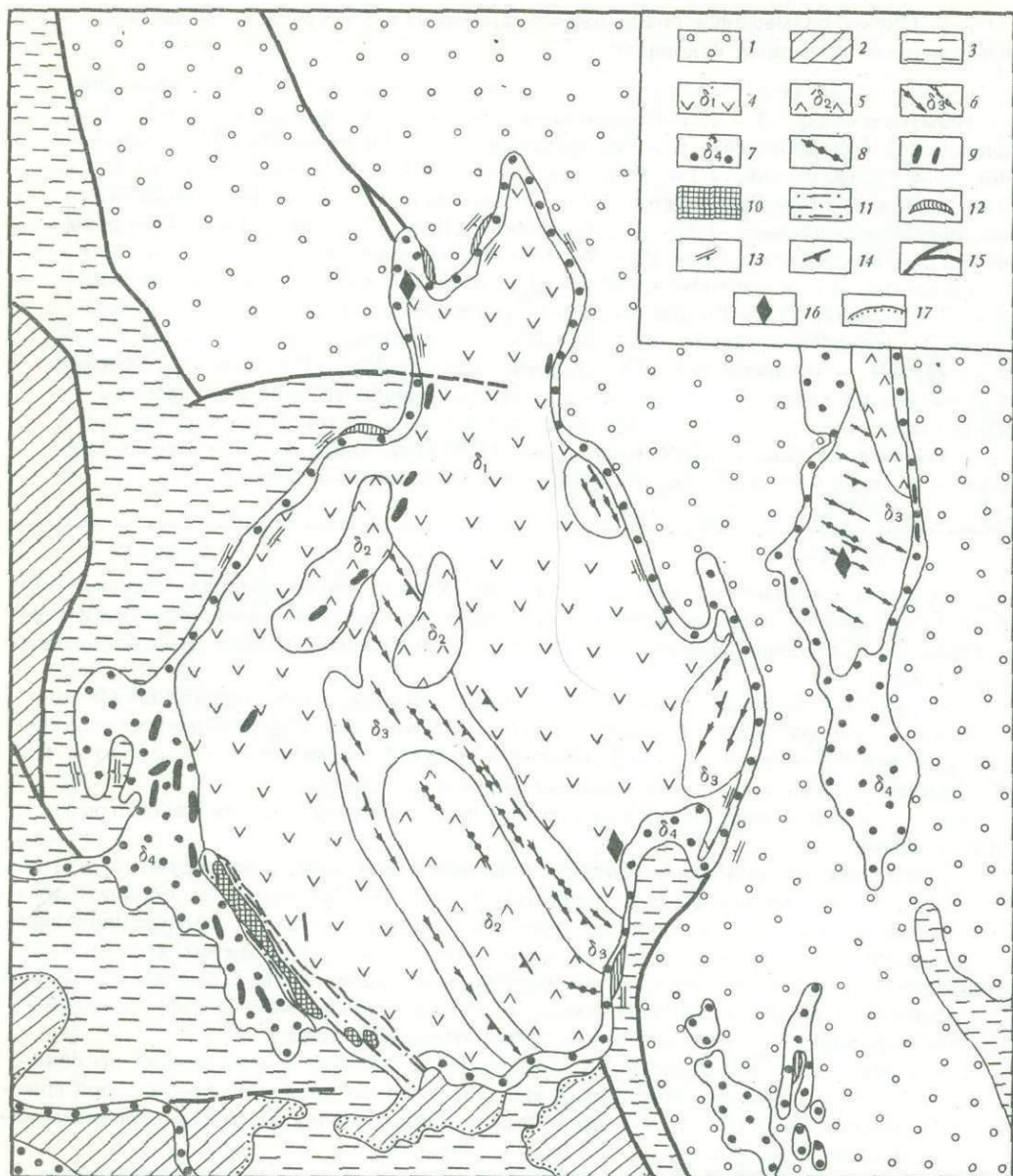
Именно к зонам развития жильного серпентина тяготеет хризотил-асбестовая минерализация.

В направлении от западного контакта массива к его центру фиксируются следующие зоны: 1) рассланцованные серпентиниты мощностью 250-500 м, 2) серпентиниты с асбестоносностью типа нитевидных просечек мощностью 0-50 м, 3) серпентинизированные перидотиты с простыми и сложными отороченными серпофитом жилами хризотил-асбеста (50-200 м), 4) серпентинизированные перидотиты с редкими отороченными жилками и нитевидными просечками хризотил-асбеста (250-550 м), 5) неасбестоносные перидотиты, в разной степени серпентинизированные.

Полоса асбестоносных пород в среднем шириной 200-250 м прослежена по обнажениям и мелкими шурфами почти на 2 км. Она располагается в юго-западной краевой части массива в переходной зоне от сланцеватых серпентинитов к серпентинизированным перидотитам (фиг. 3).

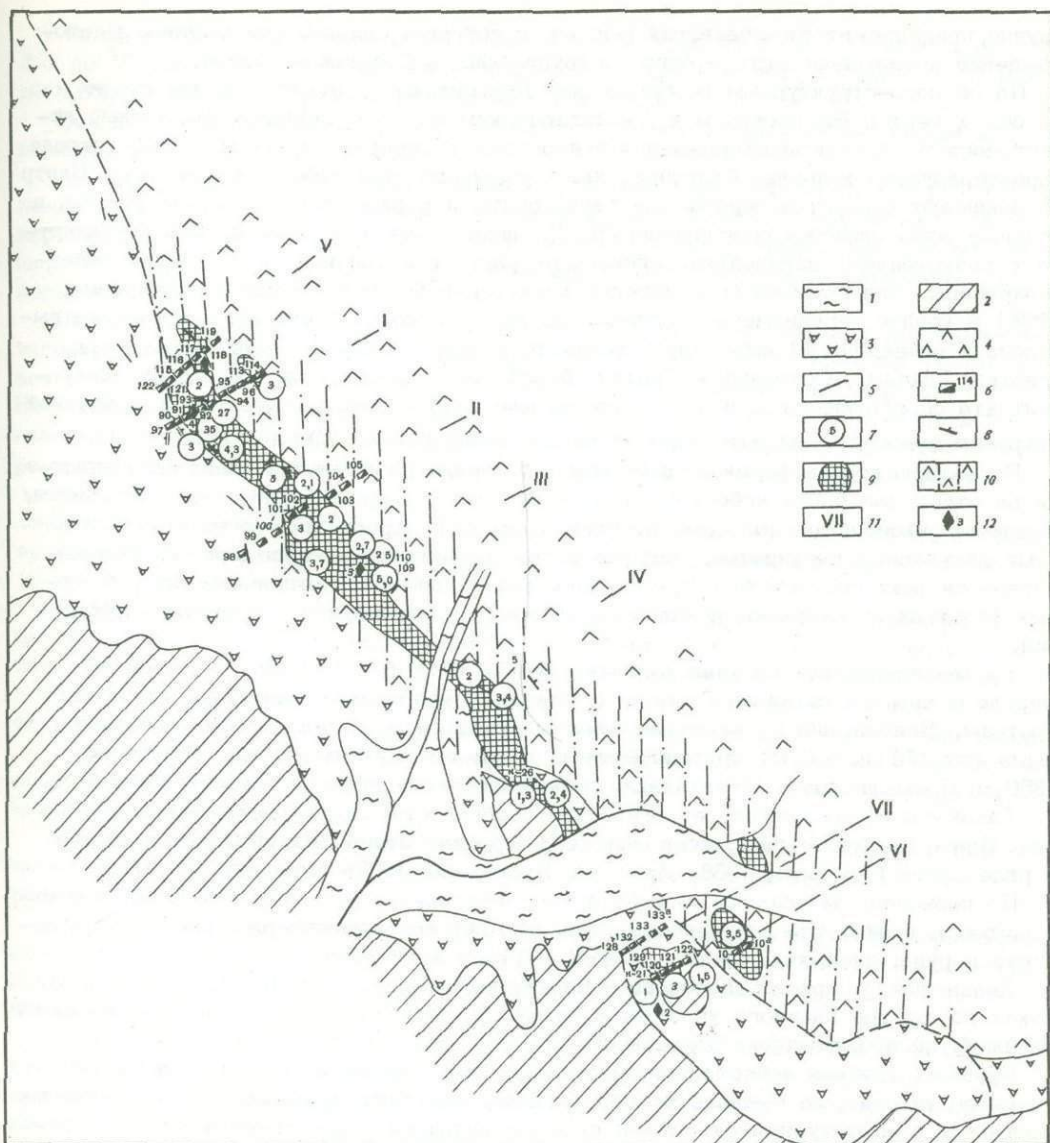
Асбестизация представлена серией сближенных одиночных жил, напоминающих простые и сложные отороченные жилы, реже мелкопрожилом. Оторочки преимущественно представлены серпофитом, жилки которого имеют мощность от 4 до 10 см и, видимо, приурочены к системе первичных прототектонических трещин. Мощность отдельных жилок хризотил-асбеста обычно составляет 4-6 мм и редко достигает 10-14 мм. Они обычно располагаются сериями по четыре-семь штук. Содержание волокна асбеста по данным линейного анализа колеблется от 2,2 до 4,8%, составляя в среднем примерно 2,5%. Волокно, по полевым определениям нормальной прочности, довольно эластичное, хорошо пушится. Глубина распространения асбестизации не установлена. Эрозионный срез позволяет проследить асбестоносные породы на глубине до 120 м. Кроме описанной площади жилки хризотил-асбеста встречены еще в нескольких точках массива.

Таким образом, по предварительным данным, Карталинское месторождение вырисовывается как объект с более значительными масштабами асбестизации, чем ранее известные месторождения описываемого района. Это позволяет рекомендовать его для дальнейшего изучения и прежде всего выяснения перспектив асбестоносности на глубине.



Фиг. 2. Геологическая карта Корталинского массива (составил И.Никитин с использованием материалов Д.Криницкого и В.Криницкой)

Вмещающие породы: 1 - песчаники, сланцы, гравелиты зилаирской свиты $D_3-C_1^t$; 2 - кремни, кремнистые сланцы, основные эффузивы сакмарской свиты силура; 3 - песчано-сланцевые отложения курганской и кидясовской свит ордовика. Ультраосновные породы: 4 - апоперидотитовые серпентиниты и перидотиты - σ_1 ; 5 - аподунитовые серпентиниты и дуниты - σ_2 ; 6 - полосчатый дунит-гардбургитовый комплекс - σ_3 ; 7 - серпентиниты - σ_4 ; 8 - хромиты; 9 - дайки габброидов и родингитов; 10 - асбестоносность типа сложных отороченных жил и сетки; 11 - асбестоносность типа просечек; 12 - приконтактные "роговики"; 13 - элементы слоистости и контактов; 14 - элементы полосчатости и трахитоидности; 15 - тектонические нарушения; 16 - пункты проявления хризотил-асбестовой минерализации; 17 - стратиграфическое несогласие



Фиг. 3. Геологический план участка Асбестового на Карталинском массиве ультрабазитов

1 - аллювиальные отложения; 2 - породы вмещающей рамы; 3 - динамосланцы по серпентинитам; 4 - серпентинизированные перидотиты; 5 - жильные габбро; 6 - шурф и его номер; 7 - содержание волокна хризотил-асбеста по линейному анализу (в %); 8 - элементы залегания жил серпофита и хризотил-асбеста; 9 - промышленная асбестизация (содержание асбеста > 2%); 10 - редкие одиночные жилы и просечки асбеста; 11 - профили выработок; 12 - штупная проба и ее номер

Одновременно предлагается переоценить Ишкининское проявление, где площадь асбестоносных серпентинитов также значительна и, вероятно, может быть расширена за счет прослеживания последних в южном направлении под чехлом рыхлых отложений.

Гипербазиты Восточной группы зачастую контактируют с более молодыми гранитными интрузиями, широко развитыми на восточном склоне Урала, что приводит к образованию аллометаморфических месторождений баженовского подтипа. К этой

группе принадлежит Кiemбаевский массив, с которым связано одноименное месторождение хризотил-асбеста — одно из крупнейших в Советском Союзе.

По геолого-структурным особенностям Кiemбаевское месторождение имеет много общих черт с Баженовским и Джетыгаринским месторождениями. Известные асбестоносные участки месторождения приурочены к северной части массива, которая характеризуется наиболее благоприятными условиями для асбестообразования. Центр ее занимают серпентинизированные гарбургиты и резко подчиненные им дуниты, а краевые зоны сложены серпентинитами. Последние почти со всех сторон контактируют с гранитоидами верхнепалеозойского возраста и в той или иной степени асбестизированы. Для гарбургитов массива характерно высокое содержание оливина (85%) и крайне неравномерное содержание ромбического пироксена. На массиве выявлено и разведано 14 асбестовых залежей, пространственно объединенных в три участка: Главный, Северный и Третий. Асбестовые залежи локализуются в зоне контакта серпентинитов с центральным ядром перидотитов и отделены от гранитной интрузии полосой безрудных серпентинитов мощностью от 200 до 1200 м.

Решающую роль в формировании залежей играли разломы, расчленяющие участки на отдельные блоки асбестоносных серпентинитов, параллельные этим разломам. Разломы фиксируются полосами расщепленных и перемятых серпентинитов и дайками диоритовых порфиритов, микродиоритов, родингитов и спессартигов. Весьма интересен факт соответствия простирания зон разломов на отдельных асбестоносных участках простиранию локального контакта гипербазитов и гранитной интрузии.

На месторождении получил развитие только сетчатый тип асбестоносности: мелкая и крупная сетка на Главном и Северном участках и только мелкая — на Третьем. Наибольший по размерам Главный участок месторождения сложен мощными (от 170 до 600 м) крутопадающими залежами протяженностью от 180 до 1850 м. Промышленная асбестизация прослеживается здесь до глубины 850–880 м.

Таковы в общих чертах геологические особенности Кiemбаевского месторождения. Более подробно морфология залежей, строение отдельных участков освещены в ряде работ (Артемов, 1958; Артемов, Кузнецова, 1962; Степанов, 1960).

По разведанным запасам Кiemбаевское месторождение занимает третье место в Союзе и отличается довольно высоким (4,16%) средним содержанием волокна асбеста в руде, преимущественно (92%) V–VI сортов.

Дальнейший прирост запасов на месторождении возможен за счет разведки глубоких горизонтов Главного участка, а также за счет открытия на массиве новых залежей, не выходящих на поверхность.

Крупных залежей асбеста, соизмеримых по масштабам с основной залежью Главного участка, на массиве трудно ожидать. Все благоприятные по минеральному составу и в структурном отношении площади развития серпентинитов вокруг центрального ядра изучены до глубины 300 м по профилям через 500–1000 м, что исключает возможность пропуска достаточно крупных залежей. В то же время в зонах серпентинитов, особенно серпентинитов смешанного состава, примыкающих к этому ядру с юга и востока, вполне могут быть "слепые" залежи мелкого и даже среднего масштаба, не выявленные при редкой сети опорных скважин.

Поиски таких залежей целесообразно продолжить, так как при наличии крупного асбестодобывающего предприятия они будут представлять практический интерес.

Промышленные по содержанию хризотил-асбеста руды выявлены на Аккаргинском, Аниховском и Шандашинском (Карабутаком) массивах.

Ближайший к Кiemбаевскому месторождению Шандашинский массив приурочен к крупному региональному разлому на контакте эффузивов нижнего девона и гнейсов верхнего протерозоя. Он имеет вытянутую (12 км) дайкообразную форму при ширине 400–600 м. Вдоль западного контакта массива протягивается тело габбро и габбро-диабазов видимой мощностью 300–400 м.

Массив сложен апогарбургитовыми и аподунитовыми серпентинитами, а также серпентинизированными пироксенитами. На массиве известны две небольшие залежи, сложенные серпентинитами с асбестоносностью типа мелкой сетки. Длина залежей по 250–300 м при ширине 20–30 м. Асбестизация прослеживается на глубину до 150 м.

Жилки асбеста поперечно- и косоволокнутого строения имеют мощность от 3-5 до 15 мм. Содержание волокна асбеста I-VI сортов в руде колеблется от 0,8 до 3,6%, составляя в среднем по залежам 1 и 1,92%.

Вследствие ограниченных размеров массив считается малоперспективным для выявления крупных залежей асбеста.

Аниховское асбестопроявление связано с одноименным массивом, который расположен в северной части Еленовско-Кумакского синклиория. Массив имеет форму вертикальной трещинной интрузии и протягивается на расстояние около 30 км при ширине от 0,5 до 2,5 км. В центре и в северной части массив прорван более молодыми габброидами.

Он сложен в основном перекристаллизованными антигоровыми и хризотил-антигоровыми серпентинитами по гарцбургитам. В южной части массива картировочными скважинами вскрыты несколько ядер серпентинизированных гарцбургитов. Наиболее крупное ядро имеет размер 2000 × 250 м. На массиве широко представлена жильная серия: дайки габбро, диоритов, верлитов, пироксенитов, родингитов, реже гранитов. Серпентиниты Аниховского массива асбестизированы во многих местах.

В 5 км южнее с. Красноярское выявлена небольшая асбестовая залежь, которая прослежена в меридиональном направлении на 450 м при видимой мощности около 15 м.

Асбестизация представлена серией частых параллельных жилок и просечек асбеста, которые по своему расположению напоминают мелкопрожил. Мощность жилок достигает 4 мм, а длина 7-15 см. В жилках, наряду с поперечно- и косоволокнутым хризотил-асбестом, наблюдается большое количество шестоватого серпфита. Волокно асбеста представлено низкими сортами и ломкими разностями.

По линейному анализу содержание асбеста достигает 5%, в то время как по ситовому анализу оно не превышает сотых долей процента, что связано с его исключительной ломкостью.

Для оценки перспектив промышленной асбестоносности Аниховского массива рекомендуется пробурить через перидотитовое ядро вкост простирания массива один-два профиля глубоких скважин.

В целом для гипербазитов Аниховского и Шандашинского массивов характерны повышенное содержание пироксенов в гарцбургитах (до 36%) и тесная ассоциация с габброидами при отсутствии пространственной связи с более кислыми образованиями.

Поэтому эти массивы считаются менее перспективными, чем Аккаргинский, который прорван интрузиями гранитов и диоритов, разбит тектоническими нарушениями на блоки, внутри которых сохранились неполностью серпентинизированные разности гарцбургитов.

Аккаргинское месторождение связано с одноименным массивом, который вытянут в меридиональном направлении на 35 км при средней ширине 3 км. Он сложен преимущественно апогарцбургитовыми и аподунитовыми серпентинитами, а в краевых частях массива и в многочисленных зонах разломов широко развиты перекристаллизованные антигоровые серпентиниты, тальковые породы и листвениты. Аподунитовые серпентиниты часто наблюдаются в виде полос и линз среди апогарцбургитовых серпентинитов, создавая в совокупности полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс. Ультраосновные породы массива прорваны дайками пироксенитов, диоритов, кварцевых порфиров, гранит-порфиров.

На массиве выделено два участка с повышенной асбестизацией: один площадью 1000 × 500 м, другой площадью 400 × 100 м, контролируемые зонами разломов (Артемов, 1967). На этих площадях выделяется ряд мелких залежей, наиболее крупная из которых имеет длину до 500 м при ширине 60-100 м. Асбестизация представлена крупной и мелкой сеткой и реже одиночными жилами, которые часто перемежаются с зонами просечек и безрудных серпентинитов. В зонах одиночных жил наблюдаются жилки мощностью до 3-4 см. В приповерхностной зоне асбест Аккаргинского месторождения, особенно в крупных жилках, отличается сильной ломкостью, из-за чего содержание волокна во многих пробах оказалось непромышленным.

Асбестообразование связывается с воздействием молодых гранитных интрузий, контролируемых с гипербазитами. Месторождение оценено на глубину до 200 м. Установлено, что промышленная асбестизация на разведанном участке распространяется только до глубины 40–60 м. Асбестизация в скважинах представлена почти исключительно мелкой сеткой, содержание асбеста не превышает 2% (преимущественно V и VI сорт). Причины резкого выклинивания асбестизации на глубину не установлены. Буровыми скважинами на небольших глубинах вскрыты ядра серпентинизированных гарибургитов размером до 100 × 30 м.

Наличие последних в сочетании с другими поисковыми признаками является благоприятным фактором для промышленной асбестизации. Однако, учитывая отсутствие крупных блоков гипербазитов, не затронутых тектоническими нарушениями, трудно ожидать на этом массиве обнаружения крупных асбестовых залежей.

Амфибол-асбесты

На Урале амфибол-асбестоносные (антофиллит-асбест, актинолит-асбест) гипербазиты обычно пространственно приурочены к нижнему геоструктурному этажу (доуралидам), обнажающемуся в крупных региональных поднятиях, сложенных глыбокометаморфизованными породами (амфиболитовая фация). В пределах этих поднятий месторождения и рудопроявления связаны с метаморфизованными ультраосновными породами, претерпевшими интенсивное оталькование, карбонатизацию, амфиболитизацию.

В пределах Оренбургского Урала перспективными на антофиллитовый и актинолитовый асбесты являются площади развития докембрийских и нижнепалеозойских (?) метаморфических комплексов, слагающих ядра Адамовского, Верхнеушкатинского, Текельды-Таусского и Уралтауского антиклинориев.

В пределах Уралтау гипербазиты представлены мелкими телами, иногда образующими группы сближенных линз, согласных с общим структурным планом вмещающих пород.

Часто на контактах антигоритовых оталькованных и карбонатизированных серпентинитов и прорывающих их метаморфизованных габброидов прослеживаются игольчато-спутанно-волоконистые асбесты (в виде зоны в 10–20 см).

По данным химического анализа, эти асбесты относятся к тремолит-актинолитовому ряду. Благоприятные геологические предпосылки требуют проведения специализированных поисковых работ как на антофиллитовый, так и на актинолитовый асбест.

Руды антофиллит-асбеста впервые на Оренбургском Урале обнаружены в 1967 г. в Домбаровском районе при проведении специализированных поисков (В.Ф. Синельников, А.С. Коротин, А.П. Степанов).

Рудопроявление, названное Верхнеушкатинским, связано с измененными гипербазитами мелких тел, залегающих среди толщи гнейсов и кристаллических сланцев Восточно-Уральского поднятия. На рудопроявлении проведен небольшой объем поисковых работ, который дает лишь предварительное представление о геологическом строении участка. Ультраосновные породы здесь претерпели вторичные метасоматические изменения – оталькование, актинолитизацию, вермикулитизацию и антофиллитизацию. Мощность и протяженность рудных зон колеблются от нескольких до десятков метров.

Наиболее ценной в промышленном отношении является асбестизация мелко- и крупнозвездчатого типов. Одно из линзовидных тел гипербазитов размером 20 × 12 × 10 м целиком сложено мелкозвездчатым антофиллитом. Содержание волокна в нем класса +0,5 мм колеблется от 2,29 до 7,18%.

Антофиллитовые гипербазиты Верхнеушкатинского рудопроявления по условиям локализации и типам асбестоносности аналогичны известному Бугетысайскому месторождению в Мугоджарах. Несомненно, что рудопроявление представляет практический интерес и требует проведения дальнейших разведочных работ.

Таким образом, наряду с Сысертской и Мугоджарской антофиллит-асбестовой провинциями на Оренбургском Урале выявлен новый район с рудами антофиллит-асбеста.

Широкое развитие древних метаморфических комплексов в пределах Верхнеушкати́нского, Адамовского и Текельды-Тауского антиклинориев, наличие глубоко-метаморфизованных мелких тел гипербазитов среди гнейсовых толщ создают предпосылки для выявления промышленно-ценных залежей антофиллит-асбеста.

Изученность района на антофиллит-асбест очень слабая. Из перспективной площади около 2000 км² специализированными поисками охвачено только 40 км², или 2%.

Необходимо продолжить поисково-разведочные работы, так как оренбургские месторождения находятся в более благоприятных транспортно-экономических условиях, чем актюбинские.

Талькиты и тальк-магнезиты

Месторождения и рудопроявления талькитов, парагенетически связанные с гипербазитами, встречаются довольно часто. Талькиты, заслуживающие практического внимания, известны среди гипербазитов верхнепротерозойско-нижнекембрийского и посленижнекарбонowego возраста. С ультраосновными породами верхнесилурийско-нижнедевонского возраста месторождения и проявление талька не связаны.

Известные и изученные тальконосные площади по условиям локализации и генетическим особенностям отчетливо разделяются на две большие группы: 1. Площади, приуроченные к краевым частям в разной степени серпетинизированных гипербазитов посленижнекарбонowego возраста на контактах с гранитоидами, сланцами и эффузивами (Киембаевский, Буруктальский, Аккаргинский, Айдырлинский массивы); значительно реже процессы оталькования наблюдаются внутри отдельных массивов по зонам разломов и зонам повышенной трещиноватости (Аккаргинский, Подольский и Бриентский массивы). 2. Площади, развитые по мелким телам перекристаллизованных серпентинитов и вмещающих их зеленых сланцев среди регионально метаморфизованных толщ Центрально-Уральского (Уралтауский и Эбети́нский антиклинории) и Восточно-Уральского поднятий, претерпевших метаморфизм амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев (Ишановская группа, Верхнеушкати́нская, Аландские и другие рудопроявления).

Ишановская группа месторождений включает более 30 участков и отдельных залежей, рассредоточенных на площади около 100 км². Структурно и генетически тальковые залежи связаны с массивами серпентинитов, залегающими в виде силл среди пород докембрийского метаморфического комплекса. Рудные тела залегают или непосредственно в серпентинитах или по контактам последних со сланцами, реже наблюдаются среди сланцев. Минеральный состав их более или менее однообразен. Кроме талька, составляющего главную рудную массу, встречаются карбонат, хлорит, актинолит, фуксит, пирит, магнетит и хромшпинелид. Как и руды большинства алогипербазитовых месторождений талька, талькиты Ишановской группы характеризуются повышенным содержанием железа (Fe_2O_3 -4,6-8,0%).

Вследствие органических запасов отдельных рудных тел (первые десятки тысяч тонн) и невысокого качества талька месторождения зоны Уралтау относятся к разряду непромышленных.

Ближкие к описанным по условиям локализации и генезису тальконосные площади в гипербазитах известны среди метаморфических комплексов Восточно-Уральского поднятия. В отношении выявления промышленных месторождений талькитов этот район также перспектив не имеет.

Более ценными для промышленного использования являются талько-магнезиты, встреченные на ряде массивов на контакте с гранитоидами. Среди них по масштабам и степени изученности выделяются залежи талько-магнезитов Киембаевского месторождения.

Киембаевское месторождение талько-магнезитов является типичным представителем месторождений второй группы. Оно приурочено к северному контакту одноименного массива гипербазитов. В приконтактных зонах серпентинитов Киембаевского массива с гранитоидами, эффузивами и сланцами почти повсеместно проявились процессы оталькования. Зона тальковых пород, представленных оталькованными серпентинитами, талько-карбонатами, талько-хлоритами и талькитами, почти непрерывной каймой разной мощности опоясывает всю северную половину массива; талькиты известны и в южной части массива.

Месторождение выявлено в 1960 г. при детальной разведке Северного участка Киембаевского месторождения хризотил-асбеста (А.П. Степанов, В.Ф. Синельников). В 1962-1963 гг. была проведена предварительная промышленная оценка его до глубины 300 м.

С поверхности талько-карбонатные породы представляют собой залежь неправильной формы длиной около 550 м и мощностью от 20 до 80 м, залегающую в серпентинитах вблизи контакта с гранитоидами. В вертикальном разрезе залежь имеет столбообразную форму с крутыми контактами, на глубинах 200-300 м мощность залежи возрастает до 250 м.

Среди талько-магнезитов довольно часто наблюдаются ксенолиты серпентинитов размером до 20-30 м и многочисленные дайки диоритов и диоритовых порфиритов, на контактах с которыми развивается чистый талько-стеатит в виде оторочек мощностью до 1-2 м.

В минералогическом отношении состав талько-магнезитов довольно однообразен: они состоят примерно из равного количества талька и карбона (магнезита) с незначительными примесями антигорита, хлорита, хромшипинелидов и магнетита. По химическому составу киембаевские талько-магнезиты аналогичны шабровским и дже-тыгаринским.

Для сравнения ниже проводится содержание основных компонентов в талько-магнезитах указанных месторождений (в %):

Месторождение	SiO ₂	MgO	Fe ₂ O ₃	CaO	П.п.п.	Нераств. ост.
Шабровское	30,4	32,7	8,0	0,6	25,5 32,0	50,0
Дже-тыгаринское	34,7	35,8	4,7	0,2	20,6	
Киембаевское	34	35	6,5	0,02	22-24	51-53

Киембаевские талько-магнезиты удовлетворяют требованиям ГОСТа 9605-61 на наполнители для ядохимикатов и, видимо, могут быть использованы в производстве огнеупорных талько-магнезитовых камней.

Подсчитанные запасы талько-магнезитов составляют 110 млн. т, в том числе 83,8 млн. т кондиционного сырья по ГОСТу 9605-61, а прогнозные запасы оцениваются цифрой более 200 млн. т. Отработка талько-магнезитов возможна единым карьером совместно с асбестовыми залежами Северного участка.

Аналогичные по генезису тальконосные зоны выявлены в эндоконтактовых частях ряда массивов гипербазитов Восточной группы; Буруктальском, Аккаргинском и др. Подобные залежи могут быть источником получения флотированного талька. Маложелезистые тальки апокарбонатного типа в пределах Оренбуржья не известны.

Литература

- Андреев Ю.К. и др. Асбестоносность СССР. - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 6. М., 1962.
- Андреев Ю.К. Генетические типы и рудные формации амфиболовых асбестов и возможность их использования при оценке месторождений. - В сб. "Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии", т. 1. Изд-во "Наука", 1969.
- Артемов В.Р. Перспективы хризотил-асбестоносности на восточном склоне Южного Урала. - Сов. геология, 1958, № 10.
- Артемов В.Р., Кузнецова В.Н. Основные закономерности размещения залежей хризотил-асбеста в Киембаевском асбестоносном поле. - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.
- Безруков Г.Н. Основные закономерности размещения месторождений тальцитов в Миасском тальконосном районе. - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.
- Бурд Г.И. Оценка асбестоносности гипербазитов на примере месторождений антофилит-асбеста Мугоджар. - В кн. "Вопросы перспективной оценки асбестоносности Казахстана". Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1969.

- Дыбков В.Ф. Факторы, контролирующие оруденение в Баженовском асбестоносном районе и вопросы поисков слепых залежей хризотил-асбеста. - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.
- Ефимов И.А., Бурд Г.И. Региональный метаморфизм, возраст и условия формирования некоторых глубинных пород докембрия Мугоджар. - Сов. геология, 1970, № 11.
- Золоев К.К. Геологические условия размещения асбестоносных полей Урала. - В кн.: "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.
- Константинов Н.Ф. К вопросу о генезисе и некоторых закономерностях размещения тальцитовых месторождений в серпентинитах (на примере Южного Урала). - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.
- Кузнецова В.Н. Особенности структуры и генезиса залежи Главной Кiemбаевского месторождения хризотил-асбеста. - Сов. геология, 1960, № 8.
- Малахов И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск, 1966.
- Меренков Б.Я. Генезис хризотил-асбеста. Труды ИГЕМ, 1958, вып. 22.
- Месторождения хризотил-асбеста СССР. Изд-во "Недра", 1967.
- Петров В.П. Общие закономерности формирования и размещения магнезиально-силикатных полезных ископаемых. - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.
- Петров В.П. и др. Асбест как продукт контактового воздействия гранитоидов на ультраосновную породу. - Труды I Уральск. петрограф. сов., т. 1. Свердловск, 1963.
- Романович И.Ф. Условия формирования месторождений, талька и талькового камня. - Геол. рудных месторожд., 1960, № 4.
- Романович И.Ф. Зональность тальковых месторождений Урала и Сибири. - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.
- Смолин П.П. Закономерности размещения промышленных месторождений талька на территории СССР и критерии локализации особо ценного безжелезистого талька. - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.
- Смолин П.П. О природе взаимозависимостей состава, свойств, генетических типов руд и промышленных характеристик талька. - В кн. "Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии", т. 1. Изд-во "Наука", 1969.
- Соболев Н.Д. Генетические типы ультраосновных интрузий и закономерности размещения на территории СССР связанных с ними полезных ископаемых. - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.
- Соловьев Ю.С., Черников А.С., Степанов А.П. Новая сырьевая база асбестовой промышленности на Южном Урале. - Инф. бюлл. урал. геол. Упр., № 5-6, Свердловск, 1958.
- Степанов А.П. Кiemбаевское месторождение хризотил-асбеста и перспективы асбестоносности Оренбургской области. - В сб. "Геология и полезные ископаемые Оренбургской области". Оренбург - Свердловск, 1960.
- Степанов А.П., Синельников В.Ф. Кiemбайское месторождение. Северный и Третий участки. - В кн. "Месторождения хризотил-асбеста СССР". Изд-во "Недра", 1967.
- Хмара А.Я. Сысертская автофиллит-асбестовая провинция Урала. - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОДАХ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

С ультраосновными породами Алтае-Саянской складчатой области наряду с другими полезными ископаемыми связаны месторождения и проявления хризотил-асбеста, антофиллит-асбеста, тальцитов и талькового камня. Они приурочены почти исключительно к массивам дунит-гарцбургитовой формации, а в массивах других магматических формаций не получили сколько-нибудь значительного развития. Таким образом, приуроченность к дунит-гарцбургитовой формации является наиболее общей закономерностью размещения месторождений рассматриваемых полезных ископаемых. Расположение массивов дунит-гарцбургитовой формации в пределах всей складчатой области и внутри отдельных структурно-формационных зон определяет в конечном счете размещение месторождений и потенциально перспективных площадей.

Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области имеют раннекембрийский возраст, за исключением небольшой части массивов в докембрийских структурах Восточного Саяна (Пинус и др., 1958; Пинус, Колесник, 1966). Гипербазитовые массивы располагаются в виде поясов, приуроченных к глубинным разломам на границах антиклинальных и синклинальных зон кембрийской геосинклинали или к оперяющим разломам (фиг. 1). Общие черты минерагении конкретных гипербазитовых поясов определяются типом контролирующих их глубинных разломов и тектоническими особенностями сопряженных с ними структурно-формационных зон, которые обуславливают характер регионального метаморфизма, особенности магматической деятельности, глубину эрозионного среза.

Все рассматриваемые полезные ископаемые являются постмагматическими образованиями. Их формирование связано с проявлением различных процессов изменения ультраосновных пород, а особенности размещения месторождений и проявлений непосредственно обусловлены спецификой наложенных процессов изменения пород и контролируются составом и размещением продуктов этих процессов.

Известно, что ультраосновные породы весьма чувствительны к изменениям физико-химических условий и к воздействию гидротермальных растворов, вызывающих преобразование минерального и химического составов пород с возникновением обширной гаммы их метаморфических производных. Среди последних некоторые распространены очень широко (лизардитовые, антигоритовые серпентиниты), другие, наоборот, встречаются редко или весьма локально развиты, слагая маломощные зонки на контактах секущих даек или вдоль трещин (нефрит, листоватый тальк, актинолитовые и флогопитовые оторочки и т.д.). Одни разновидности метаморфизованных ультраосновных пород являются явными антагонистами, так как не наблюдаются в совместном залегании, вторые постоянно ассоциируют друг с другом, третьи появляются вне всякой связи с развитием остальных разновидностей.

С учетом отмеченных особенностей по данным геолого-петрографических исследований выделено несколько типов метаморфизма ультраосновных пород, определяемых устойчивыми ассоциациями метаморфизованных разновидностей пород. Устойчивость ассоциаций обусловлена в одних случаях проявлением генетически связанных процессов изменения пород, в других — избирательностью генетически разнородных процессов, при которой преобразованию подвергаются породы только определенного химического и минерального составов.

Независимо от степени генетической близости процессов (стадий минералообразования), далеко не во всех случаях расшифрованной, могут быть установлены ряды процессов изменения ультраосновных пород, соответствующие выделенным типам метаморфизма. В пределах каждого ряда отдельные процессы проявляются последовательно или одновременно, но в разных зонах в результате изменения термодинамических условий или химического потенциала каких-либо компонентов. Как правило, последовательность процессов изменения (стадий минералообразования) одинакова во всех массивах, но может и нарушаться в случае наложения (совмещения) разных рядов процессов.

Среди многочисленных процессов изменения ультраосновных пород установлено три ряда процессов, отвечающих хризотилловому, тальк-карбонатному и антофиллитовому типам метаморфизма. Каждый из этих рядов в определенных условиях приводит к формированию месторождений одного из рассматриваемых полезных ископаемых. Особенности проявления процессов выделенных рядов являются важнейшими из факторов, определяющих размещение месторождений и проявлений хризотил-асбеста, антофиллит-асбеста, тальцитов, талькового камня. В свою очередь эти особенности обусловлены спецификой геологического положения и внутреннего строения гипербазитовых массивов.

Факторы, контролирующие региональные закономерности развития того или иного типа метаморфизма ультраосновных пород, во многом еще не ясны (не всегда можно предсказать, в каких геологических условиях какой именно тип метаморфизма следует ожидать). Однако связь месторождений хризотил-асбеста, антофиллит-асбеста, талька и талькового камня с определенными типами метаморфизма установлена точно. Поэтому особенности развития этих типов метаморфизма могут служить критериями прогноза.

Хризотилловый тип метаморфизма выражается в последовательном проявлении lizardитизации первой и второй стадий, хризотилизации, образовании жил хризотил-асбеста (Артемов, Кузнецова, 1969; Колбанцев, 1971). Обычно устанавливается неполное развитие этого ряда процессов; чаще наблюдаются частично или нацело lizardитизированные массивы, в которых хризотилловые серпентиниты отсутствуют, а хризотил-асбест представлен небольшими зонами развития преимущественно маломощных жил или тоже отсутствует. Реже встречаются массивы с полным развитием всего ряда процессов, завершившимся интенсивным асбестообразованием. Именно они вмещают промышленно ценные месторождения хризотил-асбеста баженковского подтипа.

Наиболее полно хризотилловый ряд процессов проявляется в существенно гарцбургитовых массивах, залегающих в толщах кембрия, не подвергшихся региональному метаморфизму и испытавших лишь зеленокаменное перерождение. Для полного проявления всего ряда необходим вполне определенный характер каждого из составляющих его процессов (Колбанцев, 1971). Так, нужна интенсивная, но не охватывающая полностью весь массив lizardитизация первой стадии и такая же lizardитизация второй стадии. В полностью или, наоборот, в слишком слабо lizardитизированных массивах не происходит интенсивной хризотилизации. В то же время только при интенсивной хризотилизации, выражающейся в образовании значительных по величине зон существенно хризотилловых серпентинитов, может интенсивно проявиться асбестообразование. В слабо хризотилизованных массивах формируются лишь небольшие зоны, слабо насыщенные жилками хризотил-асбеста, как правило, маломощными.

Наиболее крупные месторождения хризотил-асбеста Алтае-Саянской складчатой области - это Актоврацкое в Западно-Тувинском гипербазитовом поясе, Саянское - в Куртушибинском, Ильчирское - в Восточно-Саянском. Ряд месторождений и крупных проявлений расположен также в Салаирском, Южно-Тувинском, Кузнецко-Алатауском, Борусском гипербазитовых поясах (Волохов и др., 1962; Круцко, 1962; Капинос, Сибилев, 1968).

В целом благоприятными для образования промышленно ценных месторождений хризотил-асбеста факторами являются существенно гарцбургитовый состав массивов, интенсивная, но не полная lizardитизация, интенсивная хризотилизация. Неблагоприятные факторы: преимущественно дунитовый состав массивов или широкое развитие в них перцолитов и пироксенитов, полная или очень слабая lizardитизация, а также широкое развитие антигоритизации, карбонатизации, оталькования, амфиболизации и других процессов, не входящих в хризотилловый ряд. Размещение месторождений не зависит от масштабов проявления гранитоидного магматизма и связанной с ним гидротермальной деятельности. Последняя приводит к метаморфизму месторождений хризотил-асбеста с образованием ломкого волокна.

Антофиллитовый тип метаморфизма соответствует следующему ряду процессов: перекристаллизация оливина, энстатитизация, тремолитизация и антофиллитизация, оталькование, антофиллит-асбестизация. Он характерен для массивов, залегающих среди регионально-метаморфизованных толщ, в зонах широкого развития гранитоид-

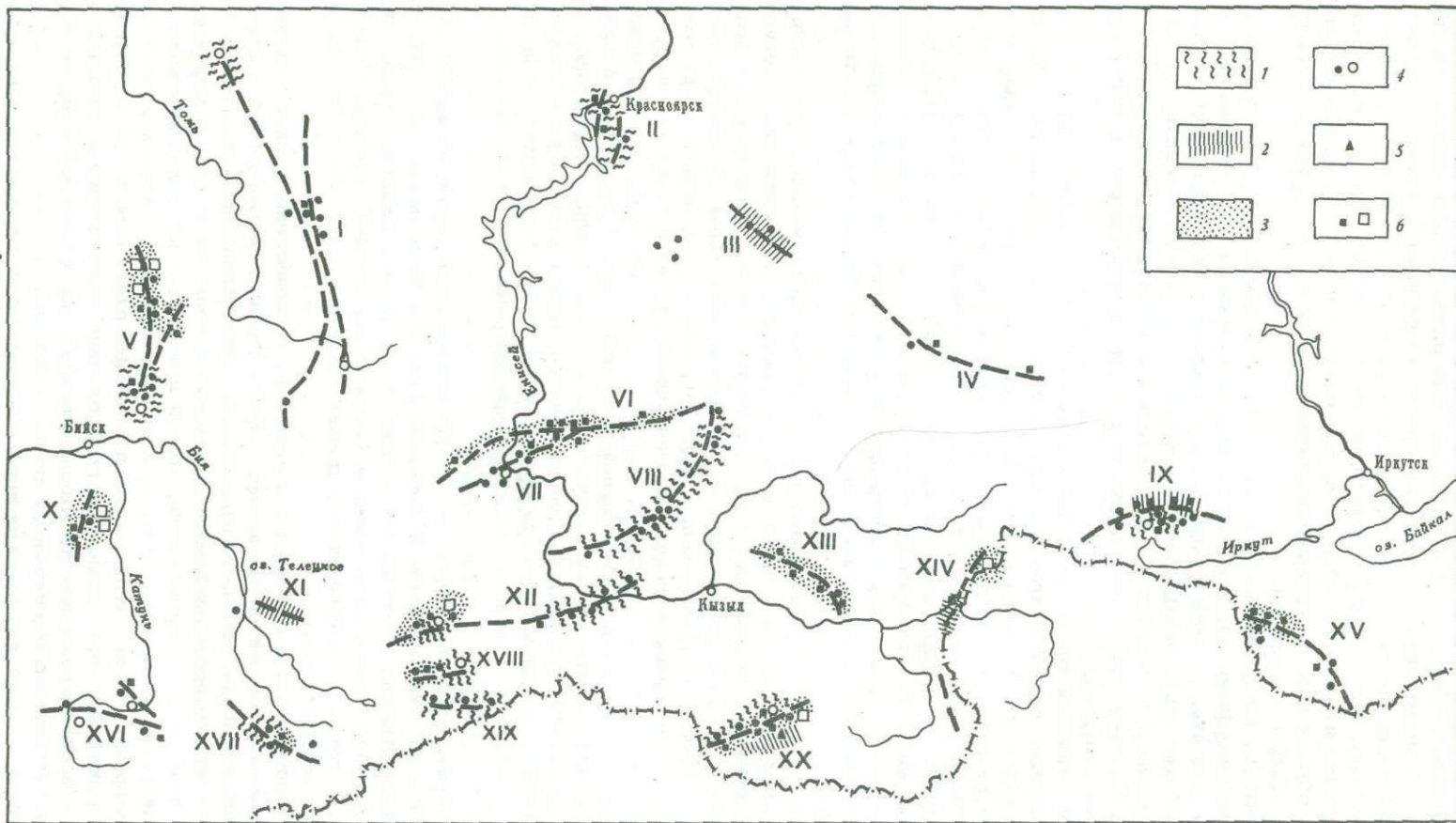


Схема распространения типов метаморфизма ультраосновных пород Алтае-Саянской складчатой области и связанных с ними полезных ископаемых

1 - преобладающее развитие хризотилового типа метаморфизма; 2 - преобладающее развитие антофиллитового типа метаморфизма; 3 - преобладающее развитие тальк-карбонатного типа метаморфизма; 4 - проявления и месторождения хризотил-асбеста; 5 - проявления антофиллит-асбеста; 6 - проявления и месторождения талька, талькового камня, магнезитов. Гипербазитовые пояса: I - Кузнецко-Алатауский; II - Красноярский; III - Идарский; IV - Ийско-Тагульский; V - Салаирский; VI - Северо-Саянский; VII - Борусский; VIII - Куртушинский; IX - Восточно-Саянский; X - Северо-Алтайский; XI - Чульчинский; XII - Западно-Тувинский; XIII - Каахемский; XIV - Восточно-Тувинский; XV - Джидинский; XVI - Теректинский; XVII - Курайский; XVIII - Шуйский; XIX - Саглинский; XX - Южно-Тувинский

ных интрузий. Процессы этого ряда генетически связаны с гранитоидами и протекают на более значительных глубинах и при более высоких температурах, чем процессы хризотилового ряда.

При неполном развитии антофиллитового типа метаморфизма происходят частичная энстатитизация (возможно, не везде), тремолитизация и оталькование перекристаллизованных оливиновых пород. На этом, видимо, преобразование пород затухает. При более интенсивном проявлении описываемого ряда процессов место тремолитизации занимает антофиллитизация, сменяющаяся затем интенсивным оталькованием и образованием антофиллит-асбеста. Это наблюдается в массивах, приуроченных к участкам развития мигматизации и рассеченных многочисленными пегматитовыми жилами.

Проявления антофиллит-асбеста в пределах Алтае-Саянской складчатой области известны пока только в Южно-Тувинском гипербазитовом поясе - в Сольджерской группе массивов. Слабо развитый антофиллитовый тип метаморфизма отмечается в ряде массивов Восточно-Саянского, Восточно-Тувинского, Чульчинского, Кузнецко-Алатауского гипербазитовых поясов. Здесь обычно развиты лишь тремолит-оливиновые и тальк-оливиновые породы. Антофиллитизация встречается очень редко.

К благоприятным для образования месторождений антофиллит-асбеста факторам относятся преимущественно оливиновый состав пород, широкое развитие частичных тремолитизации и оталькования, интенсивная антофиллитизация, обилие секущих гипербазиты пегматитовых жил. По аналогии с крупными месторождениями антофиллит-асбеста других регионов можно предположить, что к благоприятным факторам следует отнести также карбонатизацию.

Тальк-карбонатный тип метаморфизма связан с соответствующим рядом процессов, в который в качестве главных процессов входят антигоритизация, карбонатизация, оталькование. В определенных условиях он приводит к формированию залежей магнезитов, талькового камня, талькитов, жил листоватого талька, зон лиственитов (Романович, 1962; Смолин, 1962). Этот ряд процессов проявляется в разных типах гипербазитовых поясов в условиях умеренных и малых глубин и, как правило, бывает более поздним, чем хризотилловый. Тальк-карбонатный тип метаморфизма генетически связан с гидротермальной деятельностью и контактовым воздействием гранитоидных, реже основного состава интрузий и наиболее сильно бывает развит в зонах высокой проницаемости.

Антигоритизация, карбонатизация и оталькование по отдельности могут проявляться и в связи с другими типами метаморфизма. Однако совместное их проявление, причем в определенной последовательности, свойственно именно тальк-карбонатному типу метаморфизма. В то же время антигоритизация отличается более широким распространением от карбонатизации и оталькования, для которых характерно более локальное проявление. Иногда устанавливается интенсивное развитие антигоритизации в пределах целого гипербазитового пояса (Северо-Саянский пояс), а сопутствующие карбонатизация и оталькование проявлены менее широко. Большинство массивов таких поясов сложено слабо карбонатизированными, реже слабо

оталькованными антигоритовыми серпентинитами, среди которых в виде отдельных зон присутствуют нацело карбонатизированные и оталькованные породы. В других поясах преобладающую роль могла играть карбонатизация, как, например, в Северо-Алтайском поясе, где наблюдаются зоны магнезит-брейнеритовых пород (Писаренко и др., 1969; Сергеев и др., 1969).

Месторождения и наиболее крупные проявления тальцитов и талькового камня приурочены к массивам Восточно-Тувинского, Южно-Тувинского, Салаирского, Каахемского, Западно-Тувинского поясов (Волохов и др., 1962; Еремеев, 1962). Для образования этих месторождений благоприятно размещение массивов в зонах долгоживущих разломов, широкое развитие гранитоидных и габброидных интрузий, обилие даек среднего и основного составов, широкое проявление антигоритизации, интенсивные карбонатизация и оталькование. Петрографический состав исходных пород, как и характер проявления предшествующих стадий серпентинизации (хризотилового типа метаморфизма), не влияет на размещение месторождений талька и магнезита. Решающую роль играет, по-видимому, состав растворов. В зависимости от интенсивности привноса кремнезема или углекислоты среди продуктов изменения ультраосновных пород преобладают либо карбонаты (магнезит, брейнерит), либо тальк, либо листвениты.

Установленные закономерности размещения месторождений неметаллических полезных ископаемых в ультраосновных породах Алтае-Саянской складчатой области и предлагаемые петрографические критерии их прогноза позволяют наметить зоны, потенциально благоприятные для образования месторождений, а в их пределах - участки, наиболее перспективные для поисков.

К хризотил-асбестосным минерагеническим зонам относятся Куртушибинский гипербазитовый пояс, Хемчикский участок Западно-Тувинского пояса, Южная часть Восточно-Саянского пояса, возможно юго-западная часть Борусского пояса.

Антофиллит-асбестосной минерагенической зоной является Сангиленская часть Южно-Тувинского гипербазитового пояса. К потенциально антофиллит-асбестосным, возможно, могут быть отнесены Чульчинский, Восточно-Тувинский и Восточно-Саянский пояса.

Тальк-магнезитоносные минерагенические зоны - это Восточно-Тувинский, Каахемский, Северо-Саянский, Северо-Алтайский гипербазитовые пояса, северная часть Салаирского и северо-восточная - Южно-Тувинского пояса.

Литература

- Артемов В.Р., Кузнецова В.Н. Проблема серпентинизации в свете современных представлений о минералогии серпентинитов. - В сб. "Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала", т. II. Свердловск, 1969.
- Волохов И.М., Пинус Г.В., Кузнецов В.А. Генетические типы магнезиальносиликатных полезных ископаемых Алтае-Саянской складчатой области и закономерности их размещения. - В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VI. Изд-во АН СССР, 1962.
- Еремеев В.П. Закономерности размещения различных генетических типов асбеста и талька на территории Тувинской автон. обл. - В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VI. Изд-во АН СССР, 1962.
- Капинос А.В., Сибилев А.К. Хризотил-асбест юга Красноярского края и Тувинской АССР. - В кн. "Геологические исследования в Красноярском крае и Тув. АССР". Кызыл, 1968.
- Колбандев Р.В. Зональность Актотракского месторождения хризотил-асбеста и оценка асбестосности ультраосновных массивов Западной Сибири и Тувы. - В кн. "Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых". Л., 1971.
- Круцко Н.С. Основные особенности локализации хризотил-асбеста в перидотитсерпентинитовой полосе Восточного Саяна. - В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VI. Изд-во АН СССР, 1962.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. - Изд-во АН СССР, 1958.
- Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпийские гипербазиты юга Сибири. Изд-во "Наука", 1966.

- Писаренко В.М., Афонин А.И., Харич Г.С. Магнетит-брейнериты Айского месторождения. - В кн. "Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая". Новокузнецк, 1969.
- Романович И.Ф. Зональность месторождений талька Урала и Сибири. - В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VI. Изд-во АН СССР, 1962.
- Смолин П.П. Закономерности размещения промышленных месторождений талька на территории СССР и критерии локализации особо ценного безжелезистого талька. - В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VI. Изд-во АН СССР, 1962.
- Сергеев В.П., Казаков П.Е., Пешков В.Г. Гипербазиты Северо-Алтайско-Салаирского пояса и связи с ними месторождений магнетитов. - В кн. "Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая". Новокузнецк, 1969.

ГЕНЕЗИС И КАЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА КОВДОРСКОМ МАССИВЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ - ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ

В формировании Ковдорского массива можно выделить следующие три последовательных этапа (исключая гипергенный): I - внедрение по разлому в архейских гнейсах и гнейсогранитах оливинитов, образовавших крутопадающее штокообразное тело, с площадью на современном эрозионном срезе 30 км². II - внедрение невыдержанной по мощности, но почти сплошной кольцевой интрузии (в контакте оливинитов с гнейсо-гранитами) щелочных пород (мельтейгит-ийолит-уртитов и турьяитов) общей площадью около 10 км². Под влиянием интрузии в эндо- и экзо-контактах сформировались мощные (до 1-2 км) кольцевые ореолы метасоматитов. В оливинитах (в эндоконтакте) они представлены слюдяно-пироксеновыми породами, слюдитами, мелилититами и монтичеллититами, в гнейсах - фенитами.

В результате такой мощной метасоматической проработки неизмененные оливиниты на Ковдорском массиве сохранились лишь в центральной части на площади около 8 км². Из всех этих образований некоторый промышленный интерес представляют флогопитовые слюдиты. В пользу метасоматического способа их образования свидетельствуют: 1) обилие в них реликтов оливинитов, 2) преобладание структур замещения и линейное, струйчатое и цепочкообразное развитие слюды по оливинитам, 3) закономерное положение слюдитов среди оливинитовых метасоматитов. В целом метасоматическая колонка имеет вид:

Оливинит (вмещающие породы)	.. Пироксени- зированный и флогопитизированный оливинит	Слюдяно- пироксеновая порода	Слюдит	Нефелин- содержащий пироксенит (якупрангит)	Мельтейгит-ийолит (интрузия)
--------------------------------	---	---------------------------------	--------	---	---------------------------------

В породах тыловых зон отмечается наличие реликтов пород передовых (фронтальных) зон (слюдитов в якупрангитах, слюдяно-пироксеновых пород в слюдитах, оливинитов в слюдяно-пироксеновых породах).

Слюдиты характеризуются следующим парагенезисом: главные минералы - флогопит и диопсид-авгит; второстепенные - титаномagnetит, апатит, кальцит; акцессорные - перовскит; реликтовые - оливин. Окраска флогопитов обычно бурая, темно-бурая, реже зеленовато-бурая. Отличается высокими показателями преломления: $N_g = 1,600 - 1,613$ (в слюдитах до 1,620), $N_p = 1,563 - 1,575$.

По данным многочисленных химических анализов (Терновой, Афанасьев, 1969) флогопит характеризуется высоким содержанием TiO_2 (до 2,79%) и железа ($Fe_2O_3 + FeO$ составляет 8,45 - 11%), а также сравнительно низким содержанием MgO (20,59 - 21,35%). По коэффициенту железистости (17,9 - 22,6%) он относится к железистому флогопиту.

Огромные площади развития и нередко высокая концентрация слюды в этих породах (до 70-80%) позволяют рассматривать их как перспективную базу получения слюдяной чешуйки. Представляет интерес комплексное использование слюдитов, так как они характеризуются сравнительно высоким содержанием титаномagnetита (15-20%), который в свою очередь отличается повышенным содержанием TiO_2 и V_2O_5 . В качестве электроизоляционного сырья флогопит непригоден из-за мелких размеров (обычно 1-10 мм).

Приуроченность флогопитоносных метасоматитов только к мельтейгит-ийолитам, однобокостное их развитие по оливинитам, пересечение их породами дайковой фации щелочной интрузии - все это свидетельствует об одновременности их с мельтейгит-ийолитами. Такого рода образования Д.С.Коржинский (1953) относит к метасоматитам магматического этапа.

При внедрении более поздних ийолит-уртитов и турьяитов (II стадия интрузии щелочных пород) флогопитсодержащие породы, так же как и оливиниты, в различ-

Таблица I

Химический состав интрузивных пород, приведенных к 100%

Компоненты	I этап интрузии (оливиниты)	II этап интрузии			
		I стадия	II стадия		дайковая фашия
			мельтейгит-ийолиты	ийолит-уртиты	
SiO ₂	39,06	40,66	43,91	37,10	39,06
TiO ₂	0,10	1,86	0,41	1,57	3,10
Al ₂ O ₃	1,95	14,80	20,60	9,00	12,38
Fe ₂ O ₃	2,52	5,80	2,40	7,50	6,00
FeO	8,77	4,70	1,44	5,57	4,66
MnO	0,50	0,13	0,04	0,12	0,10
CaO	0,72	9,91	9,37	23,73	8,20
MgO	43,69	4,80	4,77	9,24	14,45
K ₂ O	0,14	4,16	4,10	1,17	2,98
Na ₂ O	0,22	8,00	10,45	3,15	5,52
P ₂ O ₅	Не опр.	1,98	0,64	0,03	2,16
CO ₂	0,01	1,45	0,62	0,37	0,42
H ₂ O	0,54	0,33	0,44	0,30	0,17
П.п.п.	1,78	1,42	0,81	1,15	0,80
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Площадное развитие на современном эрозионном срезе, км	8	6	4	2	0,01

ной степени подвергаются новым изменениям: монтичеллитизации, меллитизации, а в заключение еще и скарнированию с образованием гранит-амфибол-монтичеллитовых, гранат-слюдяных, гранат-везувиан-диопсидовых пород. Вторая стадия интрузии щелочных пород заканчивается внедрением дайковой фашии, представленной жилами турьяитов и ийолит-уртитов (ийолит-пегматитов), которые в свою очередь секут не только все ранние образования (оливиниты, флогопитсодержащие метасоматиты, дайки мельтейгит-ийолитов), но и меллитовые и монтичеллитовые метасоматиты.

Представление о характере метасоматоза при образовании флогопита I типа можно получить путем сравнения химического состава оливинитов и воздействующих на них интрузивных щелочных пород (табл. 1) с химическим составом образованных при этом метасоматитов (табл. 2).

Миграция вещества, рассчитанная по окисно-объемному методу, показана на графиках (фиг. 1) для апооливинитовых метасоматитов каждой зоны, что позволяет проследить направленность процесса.

Из графика видно, что при образовании флогопитоносных пород, так же как и меллитов, происходит привнос огромной массы Al₂O₃, CaO, щелочей, окисного железа, титана, отчасти фосфора, т.е. тех компонентов, которыми богаты щелочные породы. Одновременно происходит мощный вынос MgO.

Таблица 2

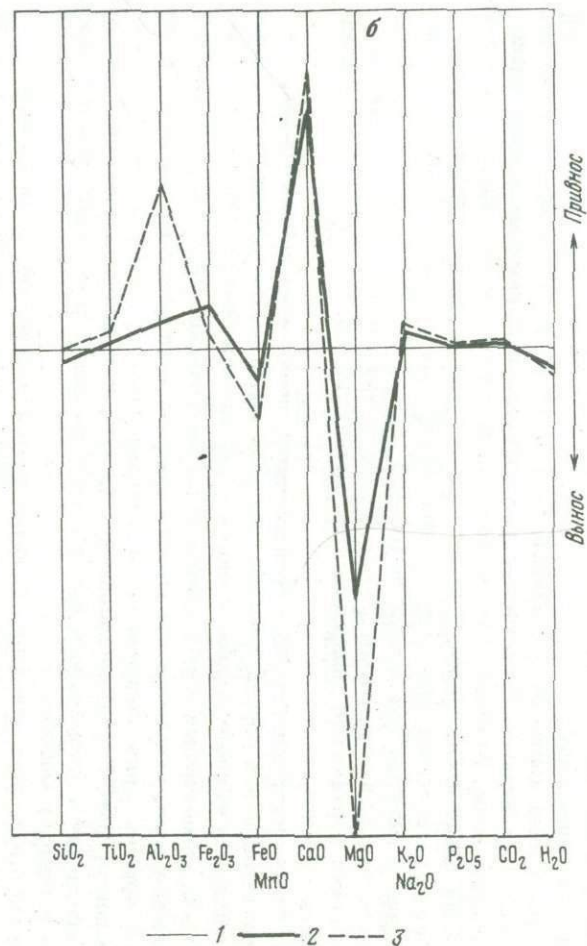
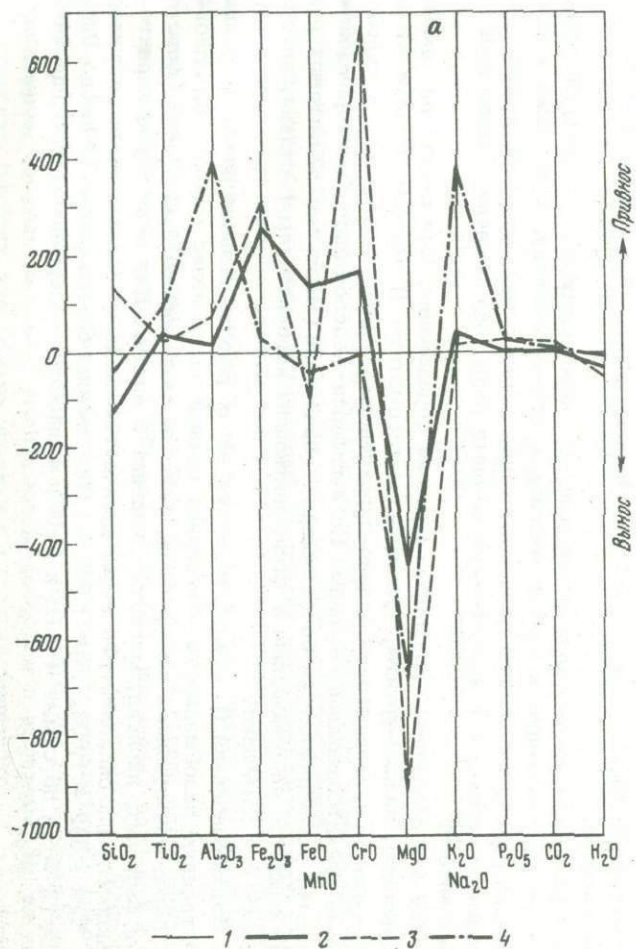
Химический состав метасоматитов магматического этапа

Оксиды	Производные интрузии щелочных пород I стадии			Производные интрузии щелочных пород II стадии	
	слюдит	пироксенизированный и флогопитизированный оливинит	пироксеновая порода	мелилитит (по слюдяно-пироксеновой породе)	мелилитизированный оливинит
SiO ₂	37,37	34,65	43,43	38,78	38,22
TiO ₂	2,81	1,31	1,14	1,12	0,54
Al ₂ O ₃	15,40	2,48	4,27	13,69	3,92
Fe ₂ O ₃	3,28	10,90	7,67	3,37	5,44
FeO	7,85	13,61	5,99	4,35	6,56
MnO	0,08	0,42	0,11	0,08	0,26
CaO	0,23	6,21	22,14	19,38	16,70
MgO	20,81	28,21	13,40	9,64	26,25
K ₂ O	9,29	0,85	0,22	3,18	0,57
Na ₂ O	0,85	0,22	0,48	4,03	0,90
P ₂ O ₅	Не опр.	0,04	0,03	0,08	Сл.
CO ₂	" "	0,22	0,55	Не опр.	Не опр.
H ₂ O	-	0,05	0,02	0,30	0,16
П.л.п.	1,61	0,74	0,45	2,00	0,48
F	0,45	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
SO ₃	Не опр.	0,06	0,06	" "	" "
SrO	" "	0,02	0,04	" "	" "
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Площадное развитие на современном эрозионном срезе, км ²	0,1	6,0	5	0,2	2,0

Обращает внимание, что закисное железо и SiO₂ ведут себя в целом инертно. По данным А.С.Сергеева (1966), в зоне экзоконтактового метасоматоза при образовании фенитов по гнейсам характер миграции компонентов несколько иной: кроме K, Na, Ca, Fe, P, привносится также Mg, в то время как Si подвергается выносу. Видимо, разница в поведении кремния и магния объясняется резко различной концентрацией этих компонентов во вмещающих породах.

III этап — формирование карбонатитов и связанных с ними промышленных месторождений флогопита, апатит-магнетитовых и апатитовых руд.

Формирование карбонатитов и связанных с ними промышленных месторождений — сложный и длительный процесс. Исследования последних лет (Афанасьев, Сулимов, Терновой, 1969; Эпштейн, Журавлева, 1970) позволяют выделить четыре стадии рудно-карбонатитового этапа. При этом под стадией понимается изотермическая фация, характеризующаяся одним парагенезисом минералов.



Фиг. 1. График миграции веществ (в г на 1000 см³) при метасоматозе оливинитов, связанном с интрузией:

а - ийолит-мельтейгитов [1 - оливинит (вмещающие породы); 2 - пироксенизированный и флогопитизированный оливинит (передовая зона); 3 - слюдяно-пироксеновая порода; 4 - слюдит (тыловая зона)];
 б - ийолит-уртитов [1 - оливинит (вмещающие породы); 2 - мелнитизированный оливинит (передовая зона); 3 - меллитит (тыловая зона)]

I стадия — кальцитовые карбонатиты с эгирин-диопсидом, черным или темно-бурым флогопитом, реже с магнетитом и апатитом. Наблюдаются они только в южной и юго-западной частях массива, где образуют штокверки жил или зоны мощностью до нескольких десятков метров с неотчетливыми контактами с вмещающими их якупирангитами, ийолитами и фенитами. Особенно большое количество маломощных жил или линз таких карбонатитов наблюдается во вмещающих железорудное месторождение породах (фенитах и ийолитах). Мощность их обычно не превышает первые сантиметры. Образовались они в результате метасоматического замещения ийолитов, якупирангитов и фенитов, на что указывает зональное строение карбонатитовых жил и линз и обилие реликтовых минералов вмещающих пород в краевых зонах карбонатитов.

II стадия — кальцитовые карбонатиты, флогопитовые, апатитовые и апатит-магнетитовые руды. Образования этой стадии имеют преобладающее развитие. Из всех образований карбонатитового этапа на их долю приходится не менее 95-98%. Наиболее развиты флогопит-диопсид-оливиновые породы, включающие залежи промышленного флогопита. Они образуют полукольцевую зону в северной части массива, на контакте сохранившихся оливинитов ядра массива с магнетитовыми, монтичеллитовыми, флогопит-пироксеновыми и другими метасоматитами предыдущего этапа. Мощность этого полукольца достигает нескольких сотен метров, общая длина около 10 км.

Апатитовые руды образуют линейно вытянутые на 1-2 км тела в юго-западной части массива при мощности 100-150 м.

Апатит-магнетитовые руды образуют меридионально вытянутые на 1,2 км почти вертикально падающее тело мощностью до 200-800 м в юго-западной части массива.

Карбонатиты представлены сотнями пятен линзо- и жилобразных тел, секущих практически все породы массива, включая апатит-магнетитовые руды, флогопит-диопсид-оливиновые породы и окружающие массив фениты. Обращает внимание наибольшая концентрация карбонатитов в концентрических зонах. Одна такая полукольцевая зона, охватывающая массив с юго-юго-запада, располагается в фенитовом ореоле. Здесь располагаются наиболее крупные тела карбонатитов (Пилькома-Сельга, Воцу-Ваара) площадью до 0,2 км², детально разведанные и эксплуатирующиеся как месторождения известкового сырья. Падение карбонатитов здесь крутое в сторону массива.

Другая такая зона отчетливо прослеживается в северной части оливинитового ядра массива, где карбонатиты образуют серию кулисообразно залегающих концентрических жил сравнительно небольшой мощности (до первых десятков метров) и вытянутых по простиранию до 2-3 км. Падение этих жил пологое (20-40°) к центру массива.

Таким образом, намечается общий эпицентр карбонатитовых образований, резко смещенный по отношению к центру массива к юго-юго-западу. Отнесение к единой стадии таких, казалось бы, разнообразных образований, как карбонатиты, флогопитовые, апатитовые и апатит-магнетитовые руды, обусловлено следующими соображениями:

1. Все они объединены близостью времени образования. Они секут или замещают оливиниты, ийолит-уртиты, турьяиты, метасоматиты II магматического этапа (монтичеллититы, мелилиты, слюдяно-пироксеновые породы и слюдиты) и скарнообразные гранатсодержащие породы. На периферии железорудного месторождения однозначно устанавливается более позднее образование апатит-магнетитовых руд и карбонатитов по отношению к сфенсодержащим карбонатитам I стадии, которые они секут или замещают.

2. Все образования II стадии несмотря на их резкое внешнее различие и пространственную разобщенность объединяет единый парагенезис минералов. Основными породообразующими минералами являются маложелезистые: оливин (форстерит) и флогопит, диопсид, магнетит, кальцит и апатит. Для всех пород характерен аксессуарный бадделейт. Флогопит отличается низкими показателями преломления: $n_g = 1,582 - 1,605$, $n_p = 1,555 - 1,660$; низким содержанием TiO_2 (до 0,9%), железа (4 - 7% по сумме Fe_2O_3 и FeO) и высоким содержанием MgO (до 24-25%).

Таблица 3

Средний минеральный состав руд и карбонатов (в %)

Породообразующие минералы	Флогопитовые руды	Магнетитовые руды	Апатитовые руды	Карбонаты
Диопсид	25	<1	<1	<1
Флогопит	22	До 2-3	До 1-2	До 1-2
Форстерит	30	28	До 5-10	До 1-2
Магнетит	10	45	10-15	10
Апатит	8	17-20	25-35	10-15
Кальцит	5	До 5	40-50	75-80

Таблица 4

Химический состав продуктивных флогопитовых пород (в %)

Компоненты	Флогопит-оливиновые породы (среднее из двух анализов)	Флогопит-диопсид-оливиновые породы (среднее из трех анализов)	Флогопит-диопсидовые породы (среднее из пяти анализов)	Диопсид-амфиболовые породы (один анализ)
SiO ₂	35,80	41,50	41,00	44,35
TiO ₂	0,14	0,45	0,84	0,45
Al ₂ O ₃	2,38	4,20	3,68	2,08
Fe ₂ O ₃	4,26	2,99	6,76	1,34
FeO	6,96	4,02	4,99	4,47
MnO	0,28	0,16	0,14	0,19
CaO	6,80	16,62	18,12	17,38
MgO	35,10	20,72	17,02	24,18
K ₂ O	1,98	2,39	2,39	1,40
Na ₂ O	0,28	0,66	0,46	0,40
P ₂ O ₅	3,14	1,35	2,38	1,57
CO ₂	1,47	2,20	0,90	1,00
H ₂ O	0,46	1,78	0,03	0,04
П.л.л.	0,64	0,83	1,00	1,10
BaO	0,01	0,04	0,08	Не опр.
F	0,30	0,08	0,17	0,06
SO ₃	Не опр.	0,01	0,04	0,01
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00

По коэффициенту железистости (12,3%) он относится к флогопиту нормальной железистости и вполне аналогичен флогопитам алданских месторождений.

Петрографическая пестрота образований II стадии руднокарбонатитового этала определяется лишь количественным соотношением указанных минералов. Средний минеральный состав руд и карбонатов характеризуется следующими данными (табл. 3).

Породы второй стадии формировались в условиях частой смены плана деформации, взрывных явлений, оживления глубинных разломов, изменения давления и безусловно определенной эволюции руднокарбонатитового раствора-флюида. Флогопит-диопсид-оливиновые породы образовались при метасоматозе мелилититов, флогопит-пироксеновых, монтичеллитовых и скарноподобных пород за счет инфильтрации растворов, богатых магнием, углекислотой, фосфором и щелочами. На их метасоматическую природу указывают зональное строение флогопитовых залежей,

Таблица 3

Региональный и контактовый метаморфизм ультраосновных пород

Тип метаморфизма	Геотектоническая обстановка	Факторы метаморфизма		Петрогенетическая характеристика	Фациальная классификация метаморфических пород		Миграция компонентов		Продукты метаморфизма ультраосновных пород	Масштабы проявления субфаций по участкам
		общие	ориентировочные температуры (по данным экспериментальных работ)		фации	субфации	привнос	вынос		
I тип динамо-геотермический	Период погружения, формирования складчатых структур и частной инверсии	Величина геотермического градиента "гидростатическое давление" — "одностороннее давление"	360-500°C	1. Преимущественно изохимический метаморфизм 2. Длительное воздействие ориентированного давления (линейность текстур, разлинование оливина, ориентировка магнетита) 3. Отсутствие порфиробластических структур метасоматического происхождения 4. В основном послыное развитие метаморфических минералов	Зеленых сланцев	Актинолитовая	По пироксенитам MgO, H ₂ O, SiO ₂ Al ₂ O ₃ , CaO, FeO, Fe ₂ O ₃	Актинолитизированные пироксениты, актинолититы	В основном на Андреевском, Шевченковском, частично на Осипенковском, Куйбышевском и Петровском	
			430-500°C			Термолитовая	По гарцбургитам SiO ₂ , CaO, H ₂ O MgO По актинолититам MgO CaO	Существенно тремолитовые породы, тремолититы	Преимущественно на Осипенковском, Куйбышевском, в меньшей степени на других	
			520-700°C			Альмандин-амфиболитовая	По гарцбургитам SiO ₂ , FeO MgO, CaO По тремолититам MgO, SiO ₂ CaO	Существенно антофиллитовые, тремолитово-антофиллитовые породы, антофиллиты	В основном на Осипенковском, незначительно на других	
II тип Плутонический (гидротермальный)	Период общей инверсии и геосинклинальной системы	Давление-стресс, давление газовой и жидкой фазы, температура, обусловленная подъемом высокотемпературных растворов из глубинных зон земной коры, циркуляция растворов, образующих тепловой поток H ₂ O ↓ уменьшение активности CO ₂ ↑ увеличение активности	400	1. Процессы серпентинизации, хлоритизации, оталькования и карбонатизации наложены на минеральные ассоциации 1-го типа регионального метаморфизма 2. Интенсивное проявление метасоматических процессов 3. Широкое развитие порфиробластических структур метасоматического происхождения 4. Формирование Хр, Хл, Та и Кар обусловлено участием в метаморфических процессах большого количества растворов и газообразных компонентов	Карбонатно-тальково-хлоритово-серпентиновая (или зеленых сланцев)	Серпентиновая	По гарцбургитам H ₂ O MgO, SiO ₂	Серпентинизированные разновидности метаультрабазитов, серпентиниты	В основном на Куйбышевском, Осипенковском, редко на других	
			100°C			Хлоритовая	По тремолититам H ₂ O, MgO, Al ₂ O ₃ SiO ₂ , CaO по антофиллититам H ₂ O, Al ₂ O ₃ , MgO SiO ₂ по серпентинитам Al ₂ O ₃ MgO, SiO ₂ , H ₂ O	Хлоритизированные разновидности метаультрабазитов	Преимущественно на Осипенковском, часто на Куйбышевском, Андреевском, Шевченковском	
						Асбестообразование	По антофиллиту SiO ₂ FeO, Fe ₂ O ₃	Асбестизация антофиллита в существенно антофиллитовых породах и мономинеральных жилах	На Осипенковском, Куйбышевском и Петровском	
						Тальковая	По серпентинитам SiO ₂ MgO, H ₂ O	Существенно тальковые породы и оталькованные разновидности метаультрабазитов	Широко на Осипенковском, незначительно на других	
						Карбонатная	По серпентинитам CO ₂ SiO ₂ , MgO	Хлоритово-тальково-хризотилово-карбонатные, карбонатно-тальковые породы и карбонатизированные разновидности метаультрабазитов	В основном на Осипенковском, значительно реже на других	
Контактовый	Постскладчатый этап, становление гранитных интрузий, формирование пегматитов и аплитов	Температура внедрившихся тел и диффузия высокотемпературных растворов H ₂ O ↓ уменьшение активности	700	1. Масштаб контактово-метасоматических изменений уменьшается по мере удаления от жильных образований 2. Интенсивность изменений, кроме геологических причин, зависит от химико-минералогических особенностей метаультрабазитов		Флогопитизация	По актинолититам MgO, H ₂ O, Al ₂ O ₃ , K ₂ O CaO	Флогопитизированные актинолититы, флогопит-актинолит-антофиллитовые породы	Преимущественно на Андреевском, Шевченковском, реже на Осипенковском, Куйбышевском, Петровском	
			100°C			Окварцевание	По существенно антофиллитовым породам SiO ₂ FeO, MgO, Al ₂ O ₃ , H ₂ O, CO ₂	Окварцованные хлорит-карбонатно-антофиллитовые породы и другие разновидности метаультрабазитов	В основном на Осипенковском, Куйбышевском, Петровском, реже на других	

зависимость состава метасоматитов от вмещающих пород, обилие реликтов последних в краевых зонах флогопитоносных метасоматитов, интенсивное проявление процессов перекристаллизации, преобладание реликтовых структур и структур замещения.

В центральной части преобладают флогопит-оливиновые или флогопит-диопсид-оливиновые породы, на периферии — флогопит-диопсидовые. На контакте с мелилититами часто четко выделяется еще одна самая крайняя зона диопсид-амфиболовых пород. Химический состав их приведен в табл. 4.

Наиболее четкая зональность характерна для тонких жил и прожилков, расположенных за пределами главной зоны флогопитового комплекса в мелилититах или мелилитизированных оливинитах. Здесь она обычно имеет следующий вид (от центра к периферии):

Кальцит	Апатит Кальцит	Оливин- Апатит Каль- цит	флого- пит Оливин Апатит Кальцит	Монтichel- лит Флогопит Апатит Кальцит	Диоп- сид Флого- пит Апатит Кальцит	Амфибол- диопсид Апатит Каль- цит	Вмещающие мелилититы
---------	-------------------	-----------------------------------	--	--	--	---	-------------------------

В главной зоне флогопитового комплекса такой четкой зональности не наблюдается, видимо, по причине неоднородного состава вмещающих пород и фильтрации растворов по сложной сети трещин.

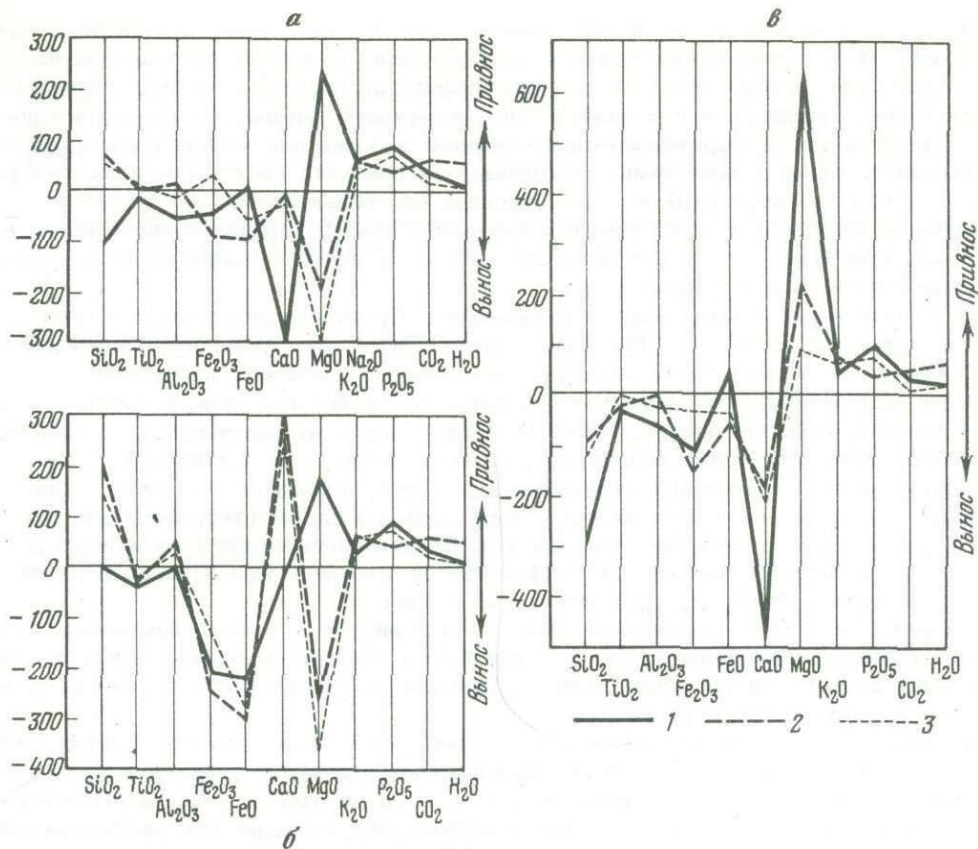
В последующие стадии породы флогопитового комплекса подвергались мощным процессам перекристаллизации, что привело к образованию крупных залежей гигантозернистых и пегматоидных пород с промышленными размерами флогопита. Такая перекристаллизация сопровождалась дифференциацией вещества, в результате чего образовались зональные залежи и жилы (от центра к периферии):

Зона гигантозер- нистого оли- вина	Зона гигантокрис- таллического флогопита	Зона гигантозер- нистого или пегматоидно- го диопсида	Зона крупнозернистых флогопит-диоп- сидовых или фло- гопит-диопсид- оливиновых пород
---	---	---	---

Флогопитовое месторождение образовалось не по оливинитам, как предполагают некоторые исследователи, а по апооливинитовым метасоматитам II магматического этапа, среди которых преобладают мелилититы, мелилитизированные оливиниты, слюдяно-пироксеновые породы и пироксениты и гранатовые скарны. Решающее значение при образовании флогопитового месторождения имели резкая гетерогенность вмещающих пород и благоприятный алюмомагнезиальный состав вмещающих пород. Неоднородность вмещающих пород обусловила появление именно здесь мощной зоны дробления и многочисленных трещин, послуживших путями для движения постмагматических растворов. Благоприятный же состав послужил важнейшей предпосылкой для массового образования флогопита. Как показывают расчеты миграции вещества, при образовании флогопитоносных пород (фиг. 2) растворы привносили K_2O , CO_2 и P_2O_5 .

Обращает внимание вынос значительных количеств железа и титана. Такие компоненты, как SiO_2 , Al_2O_3 , MgO и CaO , полностью заимствуются из вмещающих пород, подвергаясь локальным перемещениям из одной метасоматической зоны в другую. Не исключено, что часть магния привносится растворами, особенно при образовании тыловых флогопит-оливиновых пород.

Приведенные данные объясняют причины крайне неравномерного распределения флогопита на месторождении, появление участков почти мономинеральной слюды, более высокую концентрацию слюды в висячем боку залежей, где они контакти-



Фиг. 2. График миграции вещества (в г на 1000 см³) при метасоматическом замещении:

а - мелилитизированных оливинитов; б - пироксенизированных и флогопитизированных оливинитов; в - слюдяно-пироксеновых пород; 1 - флогопит-оливиновая порода (тыловая зона); 2 - флогопит-диопсид-оливиновая порода; 3 - флогопит-диопсидовая порода (передовая зона)

руд с богатыми глиноземом мелилитами, заметное снижение содержания слюды в лежачем боку залежей, где оливиниты в меньшей степени мелилитизированы.

Основная масса апатитовых и апатит-магнетитовых руд образовалась путем выполнения открытых полостей и трещин. В пользу такого способа образования свидетельствуют независимость от вмещающих пород и выдержанность состава руд по площади и на глубину, более или менее равномерное распределение основных минералов (магнетита, апатита, форстерита), резкие контакты одиночных рудных тел, гипидиоморфнозернистые структуры и структуры течения, отсутствие зональности. Кристаллизация железисто-магнезиально-apatитовых флюидов, насыщенных легколетучими компонентами, сопровождалась местами интенсивным метасоматозом вмещающих пород и образованием вокруг рудных тел ореола различных по составу пород (apatит-форстеритовых и флогопитовых по ийолитам, тремолитовых по пироксенитам и диопсид-форстеритовых по гранатсодержащим породам).

Флогопитовые и апатит-магнетитовые руды прорваны дайками полевошпатовых ийолитов, нефелиновых сиенитов и ювитов.

Основная масса карбонатитов образовалась позже флогопитовых и апатит-магнетитовых руд. Они секут не только руды, но и упомянутые выше дайки. Образовались они преимущественно путем выполнения полостей, о чем свидетельствуют их резкие рвущие контакты, однородность и постоянство состава, независимость от вмещающих пород (оливинитов, ийолитов, фенитов, железных и флогопитовых

руд и т.д.), наличие ксенолитов вмещающих пород, нередко явно претерпевших перемещение. В пределах железорудного месторождения отмечены посткарбонатные дайки флогопит-оливиновых пород и разнообразные по составу брекчии. Характерно отсутствие зональности и незначительное изменение вмещающих пород в контактах карбонатитов, выражающееся в основном в более или менее выраженной кальцитизации пород и появлении маломощных оторочек флогопита (по ийолитам), тремолита (по пироксенитам) и редко диоксида (по оливинитам).

Наиболее интенсивная кальцитизация проявлена вокруг карбонатитового пятна в апатит-магнетитовых рудах, в результате чего образуются кальцит-магнетитовые и кальцит-apatит-магнетитовые руды.

III стадия - редкометалльная минерализация. Проявлена эта стадия весьма слабо и практически только в пределах железорудного месторождения, где редкометалльные руды образуют два небольших вертикально падающих штокверка.

Руды характеризуются специфическим парагенезисом минералов, в который входят: магнетит, кальцит, апатит, гумит (развивающийся по форстериту), тетраферрифлогопит, доломит. Кроме баделеита, характерен циркелит и некоторые редкометалльные минералы. Внешние редкометалльные руды хорошо отличаются от ранних разновидностей магнетитовых руд обилием красной слюды (тетраферрифлогопиты) и бурого или буровато-красного гумита. Редкометалльные руды развиваются явно метасоматически, образуя сложный и густой штокверк жил и полос в различных магнетитовых рудах и карбонатитах II стадии.

В связи с этим редкометалльные руды характеризуются весьма изменчивым составом и обликом. Сплошная морфология штокверка, наличие многочисленных и разнообразных по форме и размерам реликтов ранних руд определяют условность контактов редкометалльного оруденения.

IV стадия - доломитовые карбонатиты. Имеют ничтожное развитие. Наблюдались преимущественно в пределах флогопитового и железорудного месторождения, где встречено несколько жил мощностью до 2-3 м, а на некоторых участках штокверки мелких жилок (мощностью до первых сантиметров), секущие все разновидности карбонатитов и руд, включая редкометалльные. Характеризуются своим парагенезисом минералов. Кроме основного доломита, сюда входят кальцит, апатит, тетраферрифлогопит, гумит, сульфиды (пирротин, пирит и халькопирит). Характерны циркон, серпентин, тремолит, подолит. Образуется, видимо, как в результате выполнения полостей и трещин (крупные однородные жилы, имеющие резкие контакты с вмещающими породами), так и метасоматическим путем (мелкие гнезда, прожилки).

Примечательной особенностью всех образований II стадии рудно-карбонатитового этапа, включая карбонатиты, является более или менее высокое содержание в них апатита. В связи с этим заслуживает внимания постановка вопроса о комплексном использовании руд и карбонатитов с промышленным извлечением из них апатита. Так, например, попутное извлечение апатита из ковдорских апатит-магнетитовых руд, по данным технико-экономических расчетов Гипроруды, позволит получать около 2 млн. т апатитового концентрата и более чем в 2 раза повысить экономическую эффективность эксплуатации месторождения.

Важное промышленное значение на Ковдорском массиве приобретает этап гипергенного изменения пород и руд и образования мощной (до 100-150 м) коры выветривания.

Кора выветривания на Ковдорском массиве имеет явно доледниковый возраст, что фиксируется находками в ледниковых моренных образованиях валунов сунгулит-вермикулитовых, штаффелитовых и штаффелит-магнетитовых руд, образовавшихся в коре выветривания по флогопитовым, апатитовым и апатит-магнетитовым рудам.

Важно отметить, что в коре выветривания происходит не только преобразование флогопита в вермикулит, а апатита в штаффелит, но и мощный процесс растворения и выноса карбонатов. В результате идет накопление фосфора. Вермикулитовые руды содержат P_2O_5 уже на 1-2% выше, чем неизмененные флогопитовые руды. Особенно мощное накопление фосфора идет при выветривании карбонатитов, апатит-кальцитовых пород, по которым иногда образуются богатые штаффелитовые руды с содержанием P_2O_5 до 30-35%.

Литература

- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В кн. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях", Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д.С. Теория процессов минералообразования. Изд-во АН СССР, 1962.
- Терновой В.И., Афанасьев Б.В. Геология и разведка вермикулит-флогопитового месторождения. Изд-во "Недра", 1969.
- Эпштейн Е.М. Флогопитоносные автореакционные скарны - новая формация месторождений флогопита. - В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АСБЕСТОВ, СВЯЗАННЫХ С УЛЬТРАОСНОВНЫМИ ПОРОДАМИ, И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ИХ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

Генетическая типизация месторождений полезных ископаемых является одной из сторон общей задачи вскрытия закономерностей пространственного размещения их в земной коре. В последние годы наметились три главных направления в систематике месторождений асбестов различных генетических типов.

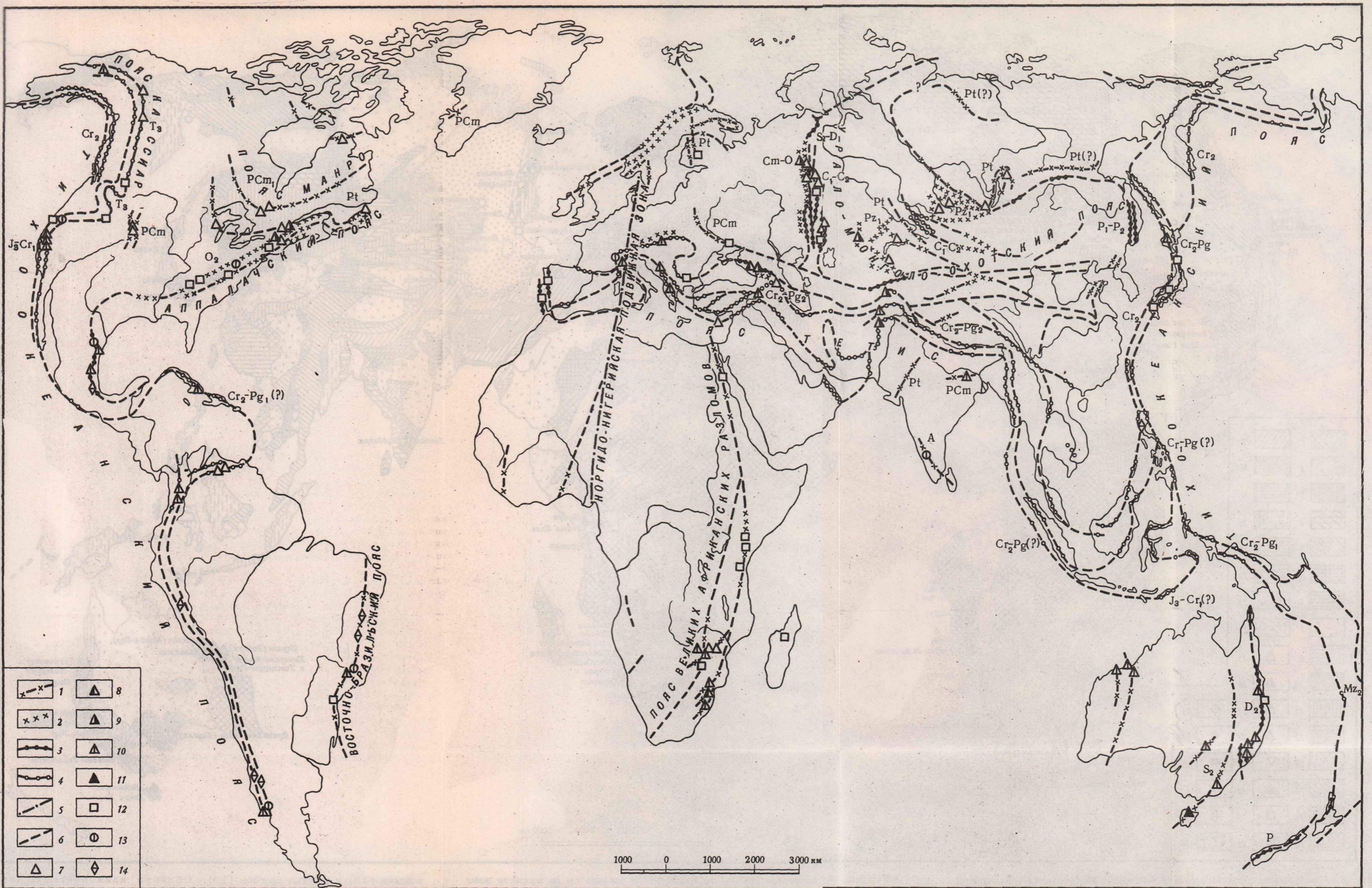
Первое – генетическое – возникло в начале 30-х годов благодаря исследованиям П.М.Татарина. Созданная им около 40 лет назад и уточненная впоследствии генетическая классификация месторождений хризотил-асбеста, получила широкую известность и до настоящего времени является руководящей при производстве поисково-разведочных работ на асбест (Татарин, 1932, 1934, 1948, 1967). Разные варианты генетических классификаций месторождений асбестов, в основу которых в качестве главного признака положен петрографический состав вмещающих горных пород, а в качестве второстепенного – условия залегания и морфология асбестовых залежей (типы жилкования), были предложены позже (Меренков, 1958; Андреев и др., 1962; Волохов и др., 1962; Золоев, 1962, 1971; Хмара, Байраков, 1967, и др.).

Второе направление – классификация месторождений по минеральным семействам или рудным формациям. Наиболее полная классификация рудных формаций амфибол-асбестов разработана Ю.К.Андреевым (1964). Применительно к условиям Урала нами предложена единая классификация рудных формаций различных минеральных типов асбестов (Золоев, 1965).

Наконец, третье направление – систематика месторождений на формационной основе, по признаку генетической и пространственной связи определенных групп минеральных типов асбестов с характерными формациями гипербазитов, которые в свою очередь присущи определенным тектоно-магматическим комплексам земной коры. На примере Урала подобная систематика разработана нами совместно с Л.Д. Булькиным (Золоев, Булькин, 1967–1971), а на примере восточного Казахстана – Н.П.Михайловым (1967) применительно к месторождениям хризотил-асбеста карачаевского подтипа, связанным с перидотит-пироксенитовой формацией, и Н.Н.Ведерниковым и М.М.Будаев (1970) – для различных типов месторождений, связанных с перидотитовой и перидотит-пироксенитовой формациями Казахстана, которые развиты в его разных структурно-тектонических зонах.

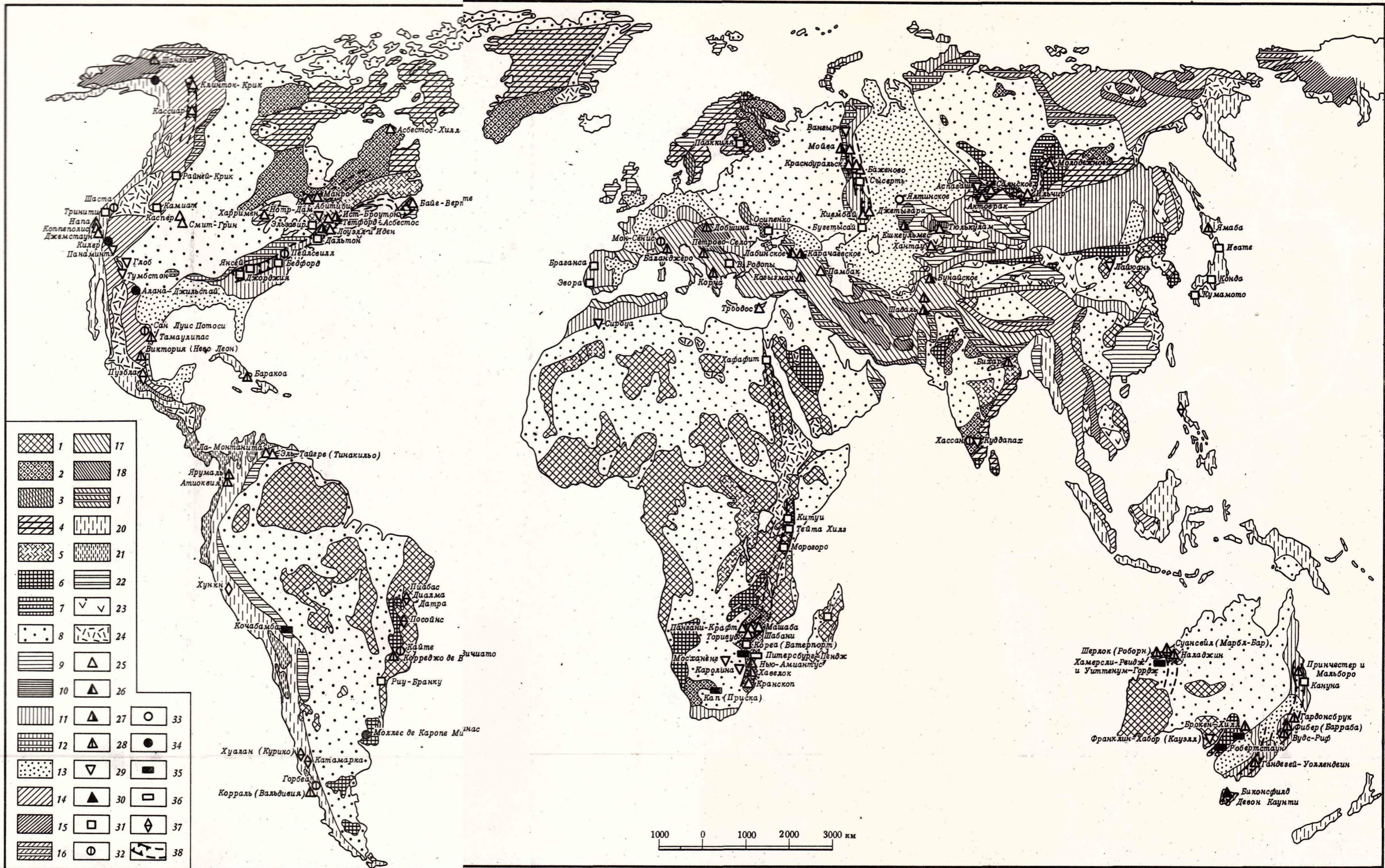
В большинстве перечисленных классификаций предпочтение отдается главным образом петрографическому составу вмещающих оруденение горных пород и условиям образования месторождений. Непременными или частыми дополнительными классификационными признаками для типизации месторождений служат минеральный вид асбеста, формы жилкования (морфология асбестовых залежей) и характерные ассоциации минералов. Реже учитывается структурно-тектоническое положение месторождений и рудных полей в крупных геотектонических участках земной коры, которые характеризуются определенными тектоно-магматическими комплексами. Однако для анализа закономерностей пространственного размещения месторождений асбестов этот признак приобретает в последнее время все большее значение. Тем не менее генетический аспект вопроса классификации месторождений асбестов остается столь же актуальным, как и ранее. На самом деле в ходе тектоно-магматического развития складчатых областей возникают определенные физико-химические условия. О проявлении этих условий можно судить по ряду геолого-минералогических признаков. Последние характерны также для определенных генетических типов месторождений асбестов. Следовательно, систематика месторождений полезных ископаемых на формационной основе должна включать и признаки генетического характера, объективно отражающие условия локализации этих месторождений в тех или иных участках земной коры.

По условиям образования в гипербазитах выделяются гидротермальные и метаморфогенно-метасоматические месторождения асбеста. К гидротермальному классу относятся собственно гидротермальные месторождения хризотил-асбеста в ультра-



Фиг. 1. Гипербазитовые пояса земного шара

1 - докембрийские пояса; 2 - каледонские пояса; 3 - герцинские пояса; 4 - альпийские пояса; 5 - подвижные зоны; 6 - предполагаемое продолжение гипербазитовых поясов; 7 - 11 - месторождения хризотил-асбеста: 7 - баженовского подтипа; 8 - лабинского подтипа; 9 - карачаевского подтипа; 10 - алогипербазитовые неустановленного подтипа; 11 - неустановленного типа; 12 - месторождения антофиллит-асбеста; 13 - месторождения актинолит-тремолит-асбеста в гипербазитах; 14 - проявления асбеста неустановленного минерального и генетического типов



Фиг. 2. Главнейшие асбестовые зоны и районы Мира (составил К.К. Золовев; тектоническая основа по карте Евразии масштаба 1:5 000 000 под редакцией А.Л. Яншина, 1966, а также по коллективным тектоническим картам Северной Америки масштаба 1:30 000 000, Южной Америки масштаба 1:35 000 000, Африки масштаба 1:30 000 000 и Австралии масштаба 1:25 000 000, составленным под руководством М.В. Муратова под общей редакцией А.Л. Яншина и входящим в физико-географический атлас Мира, 1964, Южной Америки и Африки, 1970)

Области докембрийских складчатостей древних платформ: 1 - области докембрийских складчатостей нерасчлененные; 2 - саамиды и близкие им по возрасту (древнее 2200 млн.лет) зоны складчатостей - свазиландская в Южной Африке, кеноранская в Северной Америке; 3 - беломориды и близкие им по возрасту зоны складчатостей (1900-2200 млн.лет); 4 - карелиды и близкие им по возрасту (1500-1900 млн.лет) зоны складчатостей - свекофенская Балтийского шита, гудзонская Канадского шита и Гренландии; 5 - сатпури-

ды Индийской платформы (900-1500 млн.лет) и близкие им по возрасту зоны гренвилльской (880-1000 млн.лет) и эльсонской (1280 млн.лет) складчатостей Канадского шита. Области байкальской складчатости: 6 - выступы древних структур в ядрах антиклинориев и геосинклиальный складчатый комплекс; 7 - зачаточные краевые прогибы и внутренние впадины; 8 - чехол древних и эпибайкальских платформ. Области каледонской складчатости: 9 - выступы древних структур в ядрах антиклинориев и геосинклиальный складчатый комплекс; 10 - средне- и верхнепалеозойские впадины в байкалидах и каледонидах. Области герцинской складчатости: 11 - выступы древних структур в ядрах антиклинориев и геосинклиальный складчатый комплекс; 12 - краевые прогибы; 13 - чехол эпипалеозойских платформ. Области мезозойской (верхоянской) складчатости: 14 - выступы основания и геосинклиальный складчатый комплекс; 15-16 - орогенный структурный ярус: внутренние впадины (15) и краевые прогибы (16). Области альпийской (средиземноморской) складчатости: 17 - выступы основания и геосинклиальный складчатый комплекс; 18-19 орогенный структурный ярус: внутренние

впадины (18) и краевые прогибы (19). Области кайнозойского (тихоокеанского) тектогенеза: 20 - выступы основания и геосинклиальный комплекс; 21-22 - орогенный структурный ярус: внутренние впадины (21) и краевые прогибы (22); 23 - наложенные впадины тихоокеанского типа (юра-верхний мел, местами верхний триас) и впадины неотектонического этапа развития, выполненные молассами; 24 - меловые и кайнозойские эффузивы. Месторождения и проявления: 25-30 - хризотил-асбеста: 25 - баженковского подтипа, 26 - лабинского подтипа, 27 - каракаевского подтипа, 28 - апогипербазитовые неуставленного подтипа, 29 - апокарбонатные аспагашского подтипа, 30 - неуставленного типа; 31 - антофиллит-асбеста; 32 - актинолит-тремолит-асбеста в гипербазитах; 33 - актинолит-асбеста в эффузивах; 34 - тремолит-асбеста в карбонатных породах; 35 - крокидолит-асбеста; 36 - амозит-асбеста; 37 - проявления асбеста неуставленного минерального и генетического типа; 38 - главнейшие асбестоносные зоны (пунктиром показано предполагаемое продолжение) и районы с названием отдельных месторождений асбеста

основных породах разных формационных типов (баженовского, лабинского и карачевского подтипов), биметасоматические месторождения моноклинного (щелочного) магнезиоарфведсонит-асбеста в метаморфизованных гипербазитах (анатольско-шиловского подтипа) и биметасоматические месторождения моноклинного (щелочно-земельного) тремолит- и актинолит-асбеста в серпентинитах и тальк-карбонатных породах (абдул-касимовского подтипа).

К классу метаморфогенно-метасоматических месторождений относятся месторождения ромбического антофиллит-асбеста во вторичных оливин-энстатитовых породах (сысертский подтип) и проявления ромбического антофиллит-асбеста (нередко совместно с тремолит-актинолит-асбестом) в реакционных образованиях гипербазитов на контакте с силикатными кислыми породами (мурзинский подтип).

Таким образом, как и в других генетических классификациях (Татаринов, 1932, 1934, 1967 и др.; Меренков, 1958; Андреев, Волчок и др., 1962; Золоев, 1962, и др.), все апогипербазитовые месторождения асбеста в первом приближении подразделяются по условиям образования и по признаку приуроченности их к вмещающим породам определенного петрографического состава. Каждый из названных подтипов месторождений характеризуется своими специфическими минеральными ассоциациями, определенными типами жилкования и формами асбестовых залежей.

Для генетической типизации месторождений не менее важным классификационным признаком, как указывалось выше, служит их положение в геотектонических структурах складчатых областей (Золоев, 1962; Золоев, Булыкин, 1967, 1968, 1971; Михайлов, 1967; Ведерников, Будай, 1970, и др.). Соответственно необходимо различать месторождения асбеста в ультраосновных породах миогеосинклинальных зон (это в основном месторождения и проявления хризотил-асбеста карачевского подтипа в гипербазитах пироксенит-перидотитовой формации и проявления актинолит-тремолит-асбеста в пикритах) и месторождения асбеста в гипербазитах эвгеосинклинальных зон складчатых областей.

Месторождения асбеста в гипербазитах эвгеосинклинальных зон подразделяются в свою очередь на две группы. К одной относятся месторождения, приуроченные к гипербазитам (главным образом габбро-перидотитовой формации) глубинных разломов (месторождения хризотил-асбеста баженовского подтипа и месторождения моноклинных амфибол-асбестов), к другой - месторождения, связанные с глубоко метаморфизованными гипербазитами магнезиально-скарновой формации, располагающимися среди гнейсово-мигматитовых комплексов - выступов основана более молодых складчатых структур (месторождения антофиллит-асбеста).

В некоторых регионах антофиллит-асбестовая минерализация четко приурочена к срединным массивам (например, проявления антофиллит-асбеста в Родопском срединном массиве). Местами отмечается смена в латеральном направлении месторождений хризотил-асбеста месторождениями антофиллит-асбеста. Например, крупные месторождения хризотил-асбеста северной части Аппалачского гипербазитового пояса (Тэтфорд, Асбестос, Вермонт) на юге пояса сменяются месторождениями антофиллит-асбеста (Сол Маунтин, Холливуд, Джон Мартин и другие месторождения штата Джорджия, фиг. 1). Одновременно в этом же направлении отмечается и увеличение степени регионального метаморфизма вмещающих гипербазиты комплексов пород (Кинг, 1967).

На Урале асбестоносные поля с месторождениями антофиллит-асбеста располагаются в ядрах антиклинориев крупных поднятий, тогда как промышленные месторождения хризотил-асбеста приурочены к гипербазитам, локализующимся в зонах глубинных разломов на стыке антиклинориев и синклинориев. В древних платформах в связи с гипербазитами отмечается преимущественное развитие одного из промышленных типов месторождений асбестов. Например, в карелидах центральной части Балтийского щита распространены месторождения антофиллит-асбеста (Пааккиля и др.) в оливин-энстатитовых породах (фиг. 2). Месторождения хризотил-асбеста здесь отсутствуют, так как встречающиеся антигоритовые серпентиниты обычно сильно карбонатизированы и оталькованы, т.е. претерпели более высокий, чем необходимо для хризотиллизации, уровень метаморфизма. Напротив, в гипербазитах среди аналогов саамид Южнородезийского щита широко развиты месторождения хризотил-асбеста баженовского и лабинского подтипов (Шабани-Машаба, Нью-Амиантус и др.), а мелкие месторождения антофиллит-асбеста локализованы на небольших участках распространения антофиллитовых пород

Этапы развития подвижных поясов		Характер тектонических движений	ОБЩИЙ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ		
			Эвгеосинклинальный		
			структурно - тектоническое положение		
Платформенный	<p>Главный доинверсионный</p> <p>начальные, ранние прединверсионный</p>		<p>Зоны глубоких разломов, гипербазиты габбро-перидотитовой формации в комплексе с основными эффузивами и гранитоидами базальтоидного типа</p>	<p>Зоны глубоких разломов, гипербазиты габбро-перидотитовой формации в комплексе с гранитоидами сиалического типа</p>	<p>Антиклинории, гипербазиты габбро-перидотитовой формации, иногда в комплексе с гранитами сиалического типа</p>
	<p>Заключительный орогенный</p> <p>инверсионные поздние, конечные</p>				
<p>ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ</p> <p>Коллебательные движения с преобладанием опусканий, слабая складчатость, образование разрывов</p>		<p>Мелкие и средние месторождения хризотил-асбестовой формации в пироксеновых дунитах, гарцбургитах и серпентинитах; рудные тела баженовского, реже лабинского подтипа (Красноуральское, Кривское и другие на Урале). Мелкие месторождения и проявления актинолит-асбестовой формации в пироксеновых порфиридах и диабазах</p>	<p>Проявления хризотил-асбестовой формации лабинского подтипа в гипербазитах, залегающих в антиклинориях внутри интрагеосинклиналей (Паршинское, Ряпсовское и другие на Урале)</p>		

РЕЖИМ			
		Многосинклиальный	Платформенный
и магматические формации			
Крупные антиклинории внутри интрагеоантиклиналей, средние массивы, древние платформы, гипербазиты магнетитово-скарновой формации среди гнейсово-мигматитовых комплексов	Антиклинории, гипербазиты пироксенит-перидотитовой формации в комплексе с гранитоидами базальтоидного типа	Антиклинории, толщи доломитизированных известняков и доломитов, прорванные небольшими интрузиями и дайками гранитов и диоритов	Мульдообразные впадины, краевые прогибы, известково-мергелистые породы. Кристаллическое основание древних платформ, железистые кварциты, филлиты и сланцы
			Месторождения родусит-асбестовой формации в известково-мергелистых толщах (Минусинская впадина и другие в СССР, Кочабамба в Боливии) и крокидолит-асбестовой в кремнисто-железистых формациях (Капская провинция, месторождения Австралии)
Крупные месторождения антофиллит-асбестовой формации в оливин-энстатит-антофиллитовых породах (Сысертская группа и другие на Урале, Джорджия в США, Пааккила в Финляндии)		Мелкие месторождения и проявления апокарбонатной хризотил-асбестовой формации в доломитах и доломитизированных известняках (Вангырское и другие на Приполярном Урале, Аспагашское в Западном Саяне, Глоб и другие в Аризоне, США)	
	Мелкие месторождения и проявления хризотил-асбестовой формации преимущественно карачаевского подтипа в пироксенитах и серпентинитах (Мойвинское на Урале, Ешкеульмесское в Казахстане, Карачаевское на Северном Кавказе)		

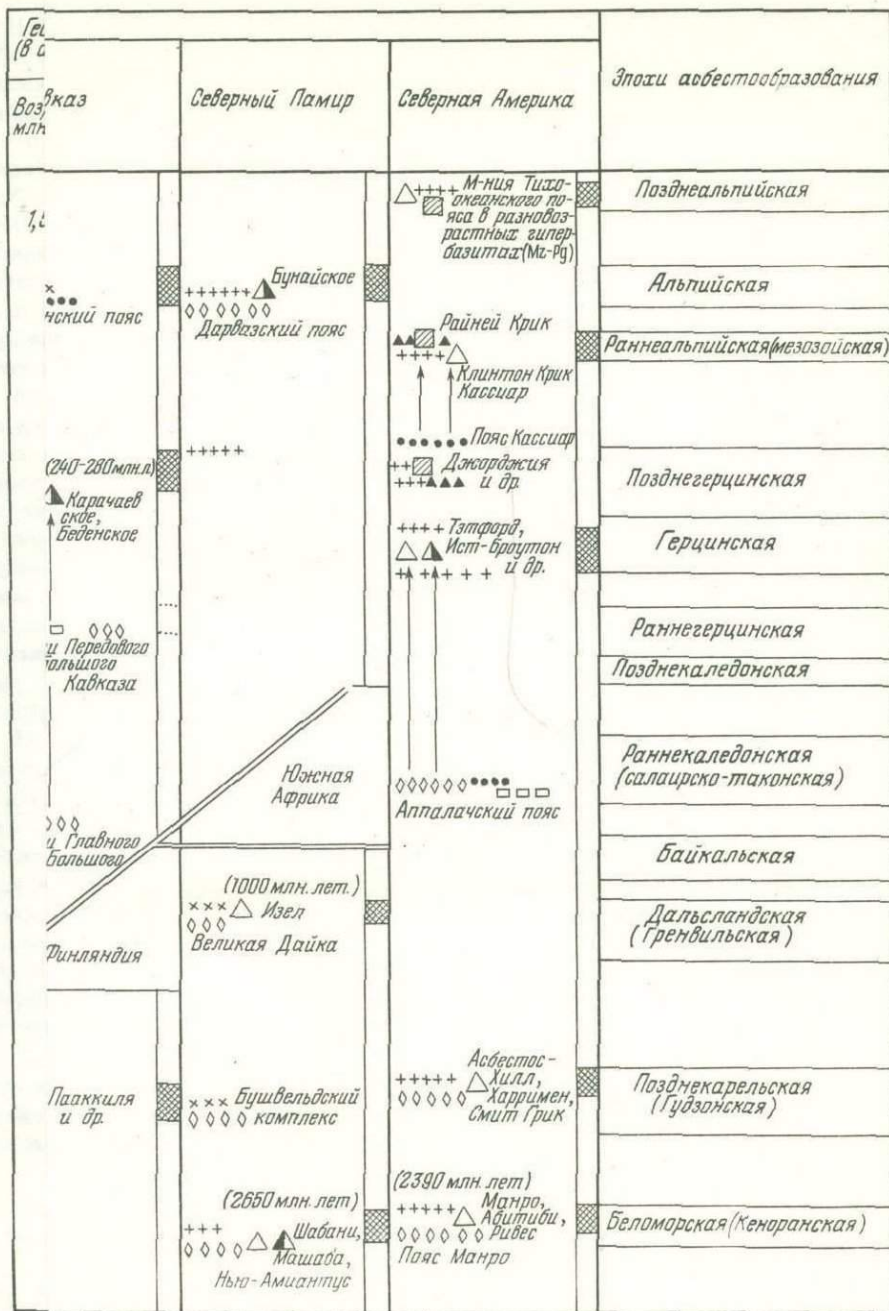
среди гнейсов и слюдяных сланцев (Кореа в Северном Трансваале, фиг. 2). Значительно севернее аналогичные месторождения антофиллит-асбеста расположены в Танзании (Морогоро) и Кении (Тейта Хилз, Китуи). Все указанные месторождения антофиллит-асбеста находятся, по-видимому, в редуцированном состоянии, так как наряду с антофиллитом часто содержат актинолит, а кроме массивных руд спутанноволокнистого асбеста в них встречаются жилы продольноволокнистого асбеста. Расположенное в этом же поясе (приуроченном к зоне Великих африканских разломов) месторождение Хафафит (АРЕ) относится уже к типичным образованиям антофиллит-асбеста в породах околосидеритового метаморфизма (мурзинский подтип).

На Урале устанавливается смена различных типов месторождений асбестов не только в горизонтальном, но и в вертикальном направлении, что свидетельствует о разной глубинности формирования этих месторождений. Так, месторождения хризотил-асбеста приурочены к местам залегания в земной коре апикальных частей гранитных интрузий, месторождения антофиллит-асбеста мурзинского подтипа располагаются ниже там, где уже в ореоле гранитных интрузий появляются гнейсово-сланцевые толщи средних ступеней регионального метаморфизма, а месторождения антофиллит-асбеста сысертского подтипа расположены еще глубже, на уровне корневых частей гранитных интрузий, где широко развиты гнейсово-мигматитовые комплексы с образованиями амфиболитовой и субгранулитовой фации регионального метаморфизма. Указанная закономерность хорошо коррелируется с особенностями физических полей Урала по данным гравиметрических и магнитометрических исследований (Е.М.Ананьева, Б.В.Дорофеев, О.В.Белавин и др.).

Наконец, среди месторождений хризотил-асбеста иногда достаточно четко (например, на Урале) выделяются образования в гипербазитах ранних и начальных этапов развития подвижных зон в связи с воздействием на эти гипербазиты гранитоидов базальтоидного происхождения (месторождения баженовского и лабинского подтипов) и образования в разновозрастных гипербазитах в связи с воздействием на них более молодых синорогенных гранитоидов сиалического типа (см. таблицу). К месторождениям, генетически связанным с сиалическим магматизмом, относятся все крупные месторождения хризотил-асбеста (Баженовское, Киембаевское и др.), расположенные в эвгеосинклинальной зоне Урала к востоку от главного пояса гранитных интрузий, развитых в Восточно-Уральском поднятии (фиг. 3). Соответственно на Урале выделяются разновозрастные рудные формации хризотил-асбеста.

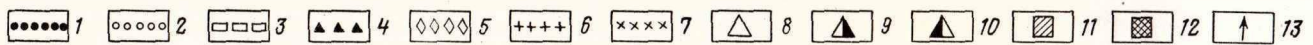
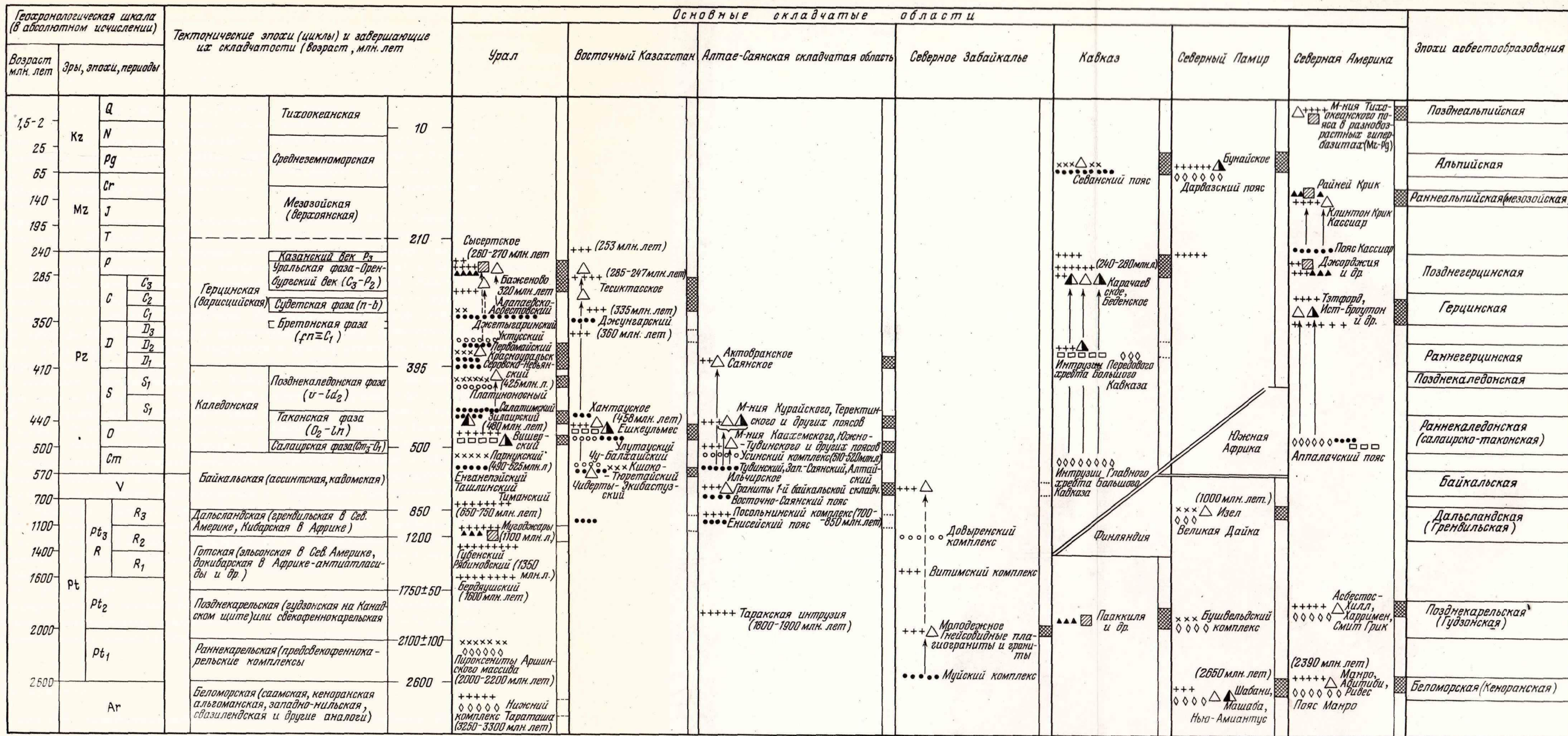
Особое место в складчатых структурах земной коры занимают месторождения асбестов в гипербазитах, находящихся в древних кратонах (Канадский и Балтийский щиты, южная часть Африканской платформы и др.). Древние кратоны, сложенные дофанерозойскими тектоно-магматическими комплексами, несут следы несомненного существования ранних докембрийских геосинклиналей (Шейнманн, 1957). Возникшие в пределах этих геосинклиналей (в стадию древнего орогенеза) асбестовые месторождения могли сохраняться в силу устойчивости кратонов во все последующие периоды тектонической активизации прилегающих к ним участков земной коры. Например, Клиффорд (Clifford, 1968) среди металлогенических поясов Африки выделяет древние кратоны, которые в противоположность молодым орогенным поясам оставались стабильными по крайней мере в течение 1500 млн. лет. Эти древние кратоны являются материнскими областями для распространения основных месторождений золота, хрома, платины, асбеста и алмазов Африки.

Месторождения асбестов, связанные с ультраосновными породами, распространены в складчатых областях всех возрастов. Крупные месторождения (в том числе и уникальные) образуются после завершения главной складчатости в эпоху мощных орогенических движений и субсеквентного (сиалического) магматизма (Татаринов, 1963, 1967; Золоев, 1962, 1967, 1971₂). Мощные складчатые движения и гранитный магматизм периода инверсии геосинклиналей благоприятствуют появлению большого количества трещин растяжения в сводовых и периферийных частях, разрастающихся вследствие гранитизации (Муратов, 1967) ядер антиклинорий. В свою очередь потоки тепла и трансмагматических растворов (по Д.С.Коржинскому), сопровождающие гранитизацию, создают условия для образования жил хризотил-асбеста в гипербазитах, расположенных по периферии антиклинорий, и залежей оливин-энстатит-антофиллитовых пород (вместилищ месторождений антофиллит-асбеста) внутри этих антиклинорий.



и и

: 1 - габбро-перидотитовой, 2 - дунит-пирог-перидотитовой, 4 - магнезильно-скарновой шербазиты; 6-7 - гранитоиды: 6 - сиалическая; 8-10 - месторождения хризотил-асбестового и 10 - лабинского подтипов; 11 - месторождения; 12 - периоды образования месторождений асбестовые связи месторождений с гипербази-



Фиг. 3. Эпохи асбестообразования
 1-4 - ультраосновные породы: 1 - габбро-перидотитовой, 2 - дунит-пироксенит-габбровой, 3 - пироксенит-перидотитовой, 4 - магнезиально-скарновой формаций; 5 - нерасчлененные гипербазиты; 6-7 - гранитоиды: 6 - сиалического типа, 7 - базальтоидного типа; 8-10 - месторождения хризотил-асбеста: 8 - баженовского, 9 - карачаевского и 10 - лабинского подтипов; 11 - месторождения антофиллит-асбеста; 12 - периоды образования месторождений асбестов; 13 - временные и пространственные связи месторождений с гипербазитами

Наиболее древними являются сравнительно крупные месторождения хризотил-асбеста баженовского подтипа, расположенные в докембрийских гипербазитовых поясах (см. фиг. 1) Африканской платформы (Шабани, Машаба, Нью-Амиантус, Хавелок, Кранскоп и др.) и Канадского щита (Манро, Ривес, Абитиб) и связанные с кеноранской (альгоманской) складчатостью (2400 млн. лет). Относительно близки им по возрасту также месторождения хризотил-асбеста Канадского щита (Асбестос-Хилл, Харримен), приуроченные к областям гудзонской складчатости (1640 млн.лет), и крупные промышленные месторождения антофиллит-асбеста (Пааккиля и др.) в карелидах (1900-1500 млн.лет) Балтийского щита (фиг. 2). С Байкальским тектогенезом связаны месторождения хризотил-асбеста Восточных Саян (Ильчирское и др.) и Забайкалья (Молодежное). Возможно, Молодежное месторождение формировалось значительно раньше, в позднекарельскую эпоху складчатости.

Крупные промышленные месторождения хризотил-асбеста баженовского подтипа приурочены к областям развития палеозойских геосинклиналей сиалическо-фемического типа. С каледонидами связаны месторождения провинции Квебек (Тэтфорд, Асбестос, Нью-Брутон) и о-ва Ньюфаундленд (Байе-Верте) в Канаде, Саянское и Актотракское месторождения в Алтае-Саянской складчатой области и крупнейшее в мире Ешкульмесское месторождение продольноволокнистого хризотил-асбеста карачаевского подтипа в Казахстане. К областям герцинской складчатости приурочены уникальное Баженовское и другие месторождения хризотил-асбеста Урала, Алтая, Тянь-Шаня, Восточной Австралии и других регионов. Интересно, что если в каледонидах отсутствуют месторождения антофиллит-асбеста, то в герцинидах они, наоборот, широко развиты - Урал, Аппалачи в США, месторождения Эвора и Браганса в Португалии, Кануна в Восточной Австралии (фиг. 1, 2).

В геосинклиналях альпийского типа крупные месторождения хризотил-асбеста (Кассиар и Клинтон-Крик в Британской Колумбии и Юконе, Канада) приурочены к областям мезозойской складчатости (фиг. 3). Здесь же распространены небольшие месторождения антофиллит-асбеста (в штатах Монтана и Айдахо, США). В областях собственно альпийской (средиземноморской) складчатости размещаются многочисленные мелкие месторождения и проявления хризотил-асбеста (Балканы, Кипр, Анатолия, Кавказ, Средняя Азия и др.) и антофиллит-асбеста (Родопский срединный массив). Наконец, в областях кайнозойского (камчатского) тектогенеза также известны мелкие промышленные месторождения хризотил-асбеста (о-в Хоккайдо, Япония; Калифорния, США) и антофиллит-асбеста (о-в Кюсю и др., Япония).

В связи с периодами завершения основных складчатостей выделяются четыре дофанерозойских и восемь фанерозойских эпох асбестообразования (фиг. 3). Основные мировые запасы хризотил-асбеста сосредоточены в месторождениях, сформировавшихся в позднепротерозойское и палеозойское время.

Литература

- Андреев Ю.К. Амфиболовые асбесты, их минералогия и промышленное использование. - В кн. "Геохимия, минералогия, петрография". Изд-во АН СССР, 1964.
- Андреев Ю.К., Волчок И.И., Еремеев В.П., Петров В.П., Токмаков П.П. Асбестоносность СССР. - В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VI. Изд-во АН СССР, 1962.
- Ведерников Н.Н., Будаев М.М. Тектонические условия локализации формаций ультраосновных пород и асбестоносность. - Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1970, № 5.
- Волохов И.М., Пинус Г.В., Кузнецов В.А. Генетические типы месторождений магнезиально-силикатных полезных ископаемых Алтае-Саянской складчатой области и закономерности их размещения. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VI. Изд-во АН СССР, 1962.
- Залюев К.К. Геологические условия размещения асбестоносных полей Урала. - В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VI. Изд-во АН СССР, 1962.

- Золоев К.К. Рудные формации магнезиальносиликатных полезных ископаемых в гипербазитах Урала. – В сб. "Материалы к Первой Уральской конференции молодых геологов и геофизиков". Свердловск, 1967.
- Золоев К.К. 1. Принципы и методика составления прогнозных карт по асбесту. – В кн. "Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых" Л., 1971.
- Золоев К.К. 2. Генетические типы апогипербазитовых месторождений асбеста и закономерности их размещения в складчатых областях. – В сб. "Генезис, закономерности размещения и качественная оценка месторождений неметаллических полезных ископаемых, связанных с формацией гипербазитов". Изд-во АН СССР, 1971.
- Золоев К.К. Булыкин Л.Д. Ассоциации ультраосновных пород Урала и их металлогеническая специализация. – В сб. "Материалы к Первой Уральской конференции молодых геологов и геофизиков". Свердловск, 1967.
- Золоев К.К. Булыкин Л.Д. Ультраосновные породы Урала и их металлогения. – Докл. АН СССР, 1968, 178, № 3.
- Золоев К.К., Булыкин Л.Д. Рудные формации гипербазитов Урала. – В сб. "Материалы VI Всесоюзного петрографического совещания." Баку, 1969.
- Золоев К.К., Булыкин Л.Д. Рудные формации в ультраосновных породах Урала. – Докл. АН СССР, 1971, 198, № 6.
- Кинг Ф.Б. Тектоническая карта Северной Америки. – В кн. "Тектонические карты континентов". Изд-во "Наука", 1967.
- Клиффорд Т.Н. Тектоно-металлогенические пояса и металлогенические провинции Африки (пер. с англ. В.В.Фрюауф). М., ОНТИ НИЛЗАРУБЕЖГеологии МГ СССР, 1968.
- Меренков Б.Я. Генезис хризотил-асбеста. – Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 22.
- Михайлов Н.П. Описание месторождений и проявлений хризотил-асбеста. Восточный Казахстан (выводы). – В кн. "Месторождения хризотил-асбеста СССР". Изд-во "Недра", 1967.
- Муратов М.В. Геосинклинальные складчатые пояса и системы. Их этапы развития и магматизма. – Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 10.
- Татаринов П.М. К методике поисков и разведок месторождений хризотил-асбеста. Л.-М., Георазведиздат, 1932.
- Татаринов П.М. Курс нерудных месторождений, ч. 1. М.-Л., Горгеонефтеиздат, 1934.
- Татаринов П.М. Поисковые критерии и признаки для месторождений хризотил-асбеста. – Записки ЛГИ, 1948, 22.
- Татаринов П.М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Изд. 2-е. Госгеолтехиздат, 1963.
- Татаринов П.М. Генетические типы месторождений хризотил-асбеста. – В кн. Месторождения хризотил-асбеста СССР". Изд-во "Недра", 1967.
- Хмара А.Я., Байраков В.В. Генетическая классификация месторождений и проявлений антофиллит-асбеста. – Докл. АН СССР, 1967, 172, № 1.
- Шейнманн Ю.М. Послесловие к книге А.дю Тойта "Геология Южной Африки". ИЛ, 1957.

К МИНЕРАЛОГИИ СЕРПЕНТИНОВ И АСБЕСТОНОСНОСТИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Минералогия серпентинов

Породообразующие серпентины имеют широкое распространение не только в ультраосновных породах, где они слагают горные породы—серпентиниты, но и в других и особенно в контактово—метаморфических и метасоматических. С серпентинами связаны месторождения асбестов (хризолитовых и амфиболовых) и других полезных ископаемых. Поэтому вопросы номенклатуры, классификации и терминологии серпентиновых минералов имеют важное значение при изучении минералообразования и связанных с ними процессов.

Среди серпентиновых минералов до середины настоящего столетия различалось несколько десятков разновидностей (до 50, см. Н.Д.Соболев, 1951). Большинство из них образует ясно различимые мономинеральные, чаще жильные образования, которые получили специальные названия еще в прошлом столетии. На рассмотрении этих разновидностей серпентинов мы здесь останавливаться не будем, хотя отметим для части из них совершенно недостаточную изученность. Примером может служить пикролит, частный спутник хризотил—асбеста во многих его месторождениях. Однако вопросы минералогии, генезиса, закономерностей его образования и нахождения практически остаются невыясненными.

Сложнее обстоит дело с породообразующими серпентинами, которые, кроме бастита, могут изучаться только микроскопическими и другими более тонкими методами. Все они в шлифах имеют микроскопические размеры и настолько тесно срастаются и переплетаются, что выделить мономинеральные фракции для изучения их различными методами крайне затруднительно, а если это и удастся, то всегда остается сомнение, нет ли в такой фракции примеси другого серпентина. Примером может служить работа Вейджи и Фауста (Wagy, Faust, 1956), которые считали, что вообще все серпентины являются природными смесями в различных пропорциях двух конечных членов — хризотила и антигорита. Антигорит содержит в два раза больше (6%) окиси алюминия и железа по сравнению с хризотилом. Поскольку антигорит является пластинчатым минералом, то, пользуясь методом дифракции рентгеновских лучей, можно по интенсивности отражения их от плоскости пространственной решетки (001) получить полуколичественную оценку содержания антигорита в природных серпентинах. Авторы пришли к выводу, что хризотил—асбест может содержать до 50% антигорита.

Этот вывод был подвергнут критике Уитейкером и Зусманом (Whittaker, Zussman, 1958), которые установили, что Вейджи и Фауст изучали не антигорит, а смесь из антигорита и лизардита.

Штрунц (1957) рассматривал серпентины как природные смеси моноклинной и гексагональной разновидностей антигорита с моноклинной и ромбической разновидностями хризотила в сростании еще с парахризотилом (волоконность по оси "b").

Между тем именно породообразующие серпентины привлекают пристальное внимание минералогов, так как в связи с ними решаются многие вопросы минералогии серпентинов и особенно вопросы закономерностей в образовании и формировании асбестовых месторождений.

Вследствие ограниченности разрешающей силы микроскопа минералогии вынуждены были прибегать к рентгеноструктурным методам исследования серпентинов.

Так, Уитейкер и Зусман (1958) на основе таких исследований предложили различать среди породообразующих серпентинов лизардит, хризотил и антигорит.

Дир, Хауи и Зусман (1962) предлагают различать семь разновидностей серпентина со следующими параметрами элементарных ячеек и оптическими свойствами (табл. 1).

Их основной вывод состоит в том, что "среди серпентинов существуют три основные полиморфные модификации: хризотил, антигорит и лизардит" (стр. 199).

Таблица 1

Параметры элементарных ячеек и оптические свойства разновидностей серпентина

Параметры хризотила	Хризотил			Лизардит	Шестислойный ортогексональный серпентин		Антигорит
	клино-	орто-	пара-		Mg-Si	Mg-Ge	
a	5,34	5,34	5,3	5,31	5,322	5,436	43,3
b	9,25	9,2	9,24	9,20	9,219	9,415	9,23
c	14,65	14,63	14,7	7,31	43,59	44,66	7,27
β	93°16'	90°	90°	90°	90°	90°	91°0,6'
Колич. слоев в ячейке	2	2	2	1	6	6	1
Ориент. волокна	x	x	y				
n_g		1,545-1,556		1,546-1,560			1,562-1,574
n_p		1,532-1,549		1,538-1,554			1,558-1,567
2V	-	-	-	-	-	-	37-61°

Они отождествили лизардит с альфа-серпентином и хризотил с гамма-серпентином как синонимы, отмечая также неупорядоченность в слоях серпентина и неясность в вопросе структуры их изотропных разновидностей.

В.Р.Артемов, Г.А.Ковалев, В.Н.Кузнецова (1964 г.) выделили те же три подгруппы серпентина с 17 разновидностями, параметры элементарной ячейки и оптические свойства которых сведены в табл. 2.

В процессе серпентинизации выделяются: 1) стадия лизардитизации с лизардитом двух генераций - в петлях ложноволокнистый лизардит и в ячейках петель чаще изотропный лизардит; 2) стадия хризотилизации, с которой связано образование хризотил-асбеста, и 3) стадия антигоритизации.

По поводу этой классификации нами высказан ряд критических замечаний (1968), на которые дан ответ В.Р.Артемовым (1970). Не вдаваясь в дальнейшую дискуссию, отметим только некоторые принципиальные положения:

1. Неясно, как изотропный серпентин, выполняющий ячейки петель, может иметь кристаллическую структуру лизардита (так же, как и жильный офит). В разрешении этого вопроса могли бы существенную помощь оказать исследования методом Лауэ, как мы в этом убедились при изучении разновидностей асбеста (Соболева, Соболев, 1965).

2. По поводу оптических свойств лизардита и хризотила отметим следующее: показатель преломления эластичного хризотил-асбеста (n_g) колеблется в более широких пределах только для одного Баженовского месторождения (1,551-1,563), чем показано в табл. 2.

По данным этой таблицы все хризотилы одноосны, а в 1970 г. В.Р.Артемов пишет, что не все, а большинство. По нашим данным хризотил-асбест двуосен, равен +32° (1930). Проверка на федоровском столике даже для тонких шлифов, согласно Л.А.Варданянцу (1941), имеет слепую зону до 20°, а для толстых шлифов эта зона увеличивается пропорционально увеличению толщины шлифа; такая проверка не дает возможности установить действительную осьность хризотила.

Из табл. 2 видно, что, кроме характера удлинения лизардита и хризотила, других существенных различий для массовой диагностики их оптическими методами нет.

Таблица 2

Параметры элементарных ячеек
и оптические свойства разновидностей серпентина
(по В.Р.Артемову, Т.А.Ковалеву, В.Н.Кузнецовой)

Минеральный вид	Разновидности	Элементарная ячейка				Оптические свойства				
		a	b	c	β	n_g	n_p	$n_g - n_p$	Удлинение	2V
Лизардит	Апооливиновый	5,33	9,21	7,30	90°	1,561 (+3)	1,556 (+2)	0,005 (+3)	-	0°
	Алопироксеновый (бастит)	5,32	9,20	7,30	90°	1,559 (+2)	1,551 (+3)	0,007 (+1)	-	-0°
	Апокарбонатный	-	-	-	-	1,550 (+1)	1,544 (+1)	0,007 (+1)	-	-0°
	Сунгулит	5,33	9,21	7,31	90°	1,540 (+12)	1,532 (+10)	0,011 (+5)	+	-0° -0°
	Офит	-	-	-	-	1,567	1,561	0,006	-	
	Гидроофит	-	-	-	-	1,534	1,532	0,002	-	
Клинохризотил	Породообразующий	-	-	-	-	1,559 (+1)	1,549 (+4)	0,010	-	
	Хризотил-асбест эластичный	5,3	9,22	14,65	93°22'	1,554 (+4)	1,546 (+4)	0,008 (+1)	+	+0°
	Хризотил-асбест ломкий	5,3	9,21	14,62	-	1,559 (+8)	1,549 (+7)	0,009 (+1)	+	+0°
	Асбофит	5,3	9,21	14,59	-	1,551 (+4)	1,541 (+4)	0,010 (+1)	+	+0°
	Девейлит (хризотил-гидроофит)	-	-	-	-	1,521 (+8)	1,520 (+8)	0,002 (+1)	+	+0°
	Метаксит	5,3	9,22	14,59	93°17'	1,559 (+1)	1,550 (+3)	0,009 (+5)	+	+0°
Ортохризотил	Офит (двуслойный)	5,32	9,20	14,62	90°	1,550	1,544	0,005	+	+0°
	Унстит (шестислойный)	5,32	9,21	43,62	90°	1,559 (+1)	1,551 (+1)	0,008 (+1)	+	+0°
Антигорит	Лейстовидный	62 (+46)	9,26 (+6)	7,27 (+1)	91°23'	1,567	1,556	0,011	+	-50° (+10)
	Микроантигорит	-	-	-	-	1,567	1,566	0,011	+	-50°
	Пикролит	-	-	-	-	1,567	1,556	0,011	+	(+10)

3. Заявления о "коренном пересмотре", "неразберихе", "полном изучении" и т.д. оказались преждевременными, исследования минералогии серпентина еще далеки от завершения, как показано Ангелом (Angel, 1929), нами (Соболев, 1969) и И.М.Лашневым (1969), и они должны быть продолжены.

4. Утверждение, что фазы серпентинизации Н.Д.Соболева не оправданы потому, что они "неизвестно какими минералами фиксированы", не состоятельно, так как эти фазы основаны не на минералах, а на микротекстурах серпентинитов. Подгруппы серпентина - лизардит, хризотил и антигорит - выделены Утейкером и Зусманом в 1956 г. и подтверждены Диром, Хауи и Зусманом в 1962 г. причем же "приписывание иностранным ученым"?

Первоочередными задачами в деле изучения серпентинов являются: 1) изучение всех разновидностей серпентина методами рентгенограмм и лауэграмм как контролирующими и дополняющими данные, полученные методом дебаеграмм и изотропных серпентинов в особенности; 2) изучение хризотил-асбеста в карбонатных породах (скарновый тип месторождений), имеющего резко пониженные показатели преломления и возможно иные размеры элементарной ячейки; 3) изучение других разновидностей серпентина, отсутствующих в табл. 2, которые должны быть исключены из группы серпентина как анахроничные или занять надлежащее место в ряду других разновидностей серпентина; 4) изучение серптехлоритов как связующего звена между серпентинами и хлоритами, так как пеннины, клинохлориты и т.д. почти всегда или всегда встречаются в серпентинизированных ультраосновных породах и всегда в серпентинитах; переходные ступени между серпентинитом и хлоритами и из них в первую очередь с пеннином остаются слабо изученными; 5) вопрос об угле оптических осей хризотилов вследствие его небольших размеров приводит к ошибочному выводу о его одноосности (слепая зона) и нуждается в уточнении вообще и для хризотил-асбеста в особенности.

Наряду с перечисленными вопросами возникают и другие неясности, требующие уточнений. Разрешение их может способствовать выявлению действительных минералогических критериев оценки перспектив асбестоносности массивов и условий образования различных серпентинов.

Совершенно не ясным остается вопрос о причинах возникновения разновозрастных жил хризотил-асбеста - до трех генераций в Молодежном месторождении и двух генераций во многих месторождениях хризотил-асбеста Урала и Саяна.

Критерии и признаки оценки асбестоносности ультраосновных массивов

1. Высказанное П.М.Татарининым еще в 1932 и 1948 гг. положение о том, что наиболее благоприятными для асбестообразования являются массивы серпентинизированных гарцбургитов по сравнению с массивами пироксенитов и дунитов, справедливо и по настоящее время, и его надо дополнить следующим: месторождения асбеста в пироксенитах хотя и образуются, но асбест в них по всем показателям является низкокачественным. И если Броутонские месторождения в Канаде и эксплуатируются, то только в силу очень благоприятной экономической конъюнктуры, компенсирующей низкое качество асбеста. Следует отметить, что месторождения асбеста образуются также в дунитах (Деларо-Тауншип) в провинции Онтарио - Канада - и Шабани и другие в Южной Родезии). В последнем месторождении асбест относится к высококачественным по всем показателям и еще одному дополнительному - он легко освобождается от железистых компонентов при обогащении и отвечает требованиям на маложелезистый асбест (0,7% окислов железа вместо 1,5% из месторождений в гарцбургитах) при использовании изделий из такого асбеста как электроизоляционного материала.

В США создаются стратегические запасы родезийского хризотил-асбеста как электроизоляционного материала.

Такие месторождения образуются вследствие или значительного привноса гидротермальными растворами окиси кремния или выноса окиси магния.

2. К сожалению, выдвигаемый В.Р.Артемовым (1970) оценочный критерий асбестоносности ультраосновных массивов по наличию в них стадии хризотилизации не состоятелен, так как стадия хризотилизации проявляется не только во всех серпентинизированных ультраосновных массивах (подчеркиваю - массивах, а не в мелких залежах), но в них всегда можно обнаружить и редкие, тонкие прожилки самого хризотил-асбеста.

В качестве примера можно привести детально изученный Кемпирсайский массив, в котором не обнаружено проявление аллометаморфической серпентинизации вообще и граносерпентинизации в особенности. Между тем прожилки хризотил-асбеста в этом массиве не являются редкостью. По этому поводу П.М.Татарининым еще в 1948 г. писал, что если хризотил-асбест возникает в процессе только автотаморфизма, мы всегда имеем залежи небольшого размера "и, что особенно характерно, слабо насыщенные асбестом" (стр. 93).

3. Все крупные месторождения хризотил-асбеста образуются лишь в массивах, которые подверглись обработке гидротермальными растворами, связанными с гранитоидами (граносерпентинизация). Эта связь не только бесспорна для таких месторождений Советского Союза, как Баженовское, Джетыгаринское и Киембайское, но и для зарубежных месторождений. Для ряда средних месторождений — таких, как Актотракское, Ильчирское, Молодежное и другие, долгое время оспаривалась их связь с гранитоидами. К настоящему времени для первых двух она установлена достоверно, но ее еще предстоит выявить для Молодежного, хотя и для этого месторождения имеются признаки воздействия гранитоидов.

4. Риорданом (Riordan, 1955) высказано положение о том, что хризотил-асбест образуется в результате перекристаллизации пикролита. У нас нет оснований разделять этот вывод, но взаимосвязь обильной асбестизации с наличием пикролитовых жил действительно наблюдается почти для всех крупных месторождений асбеста, однако мне неизвестно проявление пикролита в массивах, не содержащих крупных месторождений хризотил-асбеста. Выяснение если не закономерной, то частой наблюдающейся взаимосвязи хризотил-асбеста с пикролитом — задача будущих исследований, на которую следовало бы обратить первоочередное внимание.

5. Внутренняя тектоника ультраосновных массивов также является одним из решающих факторов формирования как для крупных месторождений хризотил-асбеста (Баженовское — Дыбков, 1967), так и для средних месторождений асбеста (Актотракское, Ильчирское и Молодежное). Ею же, вероятно, определяется и наличие мелких (с запасами менее 1 млн. т) многочисленных месторождений, хотя не исключено, что некоторые из таких месторождений являются лишь частью асбестоносных зон, еще полностью не выявленных.

Наличие двух и трех разновозрастных генераций жил хризотил-асбеста показывает, что процесс асбестизации был прерывистым, затухающим и вновь возобновляющимся, а это, конечно, связано с возобновлением тектонических движений в массиве, вызванных, возможно, проявлением многофазности в формировании гранитоидных интрузий или независимых разновозрастных интрузий гранитоидов.

6. Не исключено, что некоторые из "мелких" месторождений представляют лишь верхушечную часть асбестового оруденения, еще не вскрытого эрозийным срезом, примером чему является Абзаковское месторождение, для которого установлено расширение зоны асбестизации с глубиной.

7. Зональность минерализации и породообразования в месторождениях хризотил-асбеста (Соболев, 1934, 1955) является руководящим признаком в оценке многочисленных рудопроявлений асбеста, часть из которых, вероятно, представляет лишь некоторые участки асбестоносной зоны, полностью еще не выявленной или скрытой под позднейшими отложениями и наносами.

Выявление в 60-х годах такого уникального месторождения хризотил-асбеста, как Молодежное, показывает, что незначительные по размерам ультраосновные массивы могут быть предельно насыщены хризотил-асбестом. Особенности этого месторождения (Соболев, 1965) показывают, что мы далеки еще от выявления всех критериев и признаков асбестоносности ультраосновных массивов и исследования в этом направлении должны продолжаться и совершенствоваться.

Литература

- Артемов В.Р. Ответ Н.Д.Соболеву на его рецензию. — Сов. геология, 1970, № 2.
Артемов В.Р., Ковалев Г.А., Кузнецов В.Н. Лизардит в перидотитах, дунитах и серпентинитах. — Записки Всес. мин. об-ва, 1964, вып. 3.
Артемов В.Р., Ковалев Г.А. Классификация и общие замечания о минералогии серпентинита. — В кн. "Месторождения хризотил-асбеста СССР". Изд-во "Недра", 1967.
Варданянц Л.А. Проблема оптической двуосности одноосных минералов. — Записки Всес. мин. об-ва, 1941, № 1.
Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 3, 1962, русский пер., Изд-во "Мир", 1965.
Дыбков В.Ф. Баженовское месторождение. — В кн.: "Месторождения хризотил-асбеста СССР". Изд-во "Недра", 1967.
Лашнев И.М. Электронномикроскопическое и микродифракционное изучение серпентиновых минералов. — Труды 2-го Уральск. петрограф. сов., 1969, т. II.

- Соболев Н.Д. Петрографический очерк северного участка Азбаковского месторождения хризотил-асбеста. - Труды Ин-та прикл.минерал., 1930, вып. 49.
- Соболев Н.Д. Месторождения хризотил-асбеста Саянской перидотитово-серпентиновой по-
лосы. - Труды Ин-та геол. и минерал., 1934, вып. 4.
- Соболев Н.Д. Серпентины СССР. - В кн.: "Магнезиальные горные породы". Госгеолиздат, 1951.
- Соболев Н.Д. Аллометаморфическая фаза серпентинизации ультрабазитов как основной фактор формирования неметаллических полезных ископаемых, генетически связанных с серпентинитами. - Труды 1-го Всес. петрограф. сов. АН СССР, 1955.
- Соболев Н.Д. Особенности Молодежного месторождения хризотил-асбеста. - Сов. геоло-
гия, 1965, № 11.
- Соболев Н.Д. Особенности формирования и серпентинизации Алапаевского массива. - Тру-
ды 2-го уральск. петрограф. сов., 1969, т. II.
- Соболева М.В., Соболев Н.Д. Ломкий хризотил-асбест. Изд-во "Недра", 1965.
- Татаринов П.М. К методике поисков и разведок месторождений хризотил-асбеста. Гос.
геол. развед. изд-во, 1932.
- Татаринов П.М. Поисковые критерии и признаки для месторождений хризотил-асбеста. -
Записки Ленинград. горн. ин-та, 1948, 22.
- Татаринов П.М. Генезис жил хризотил-асбеста и его месторождения. - Записки Всес.
мин. об-ва, 1966, вып. 2.
- Штрунц Х. Минералогические таблицы, 1957. Русский пер., 1962. Изд-во литературы по
горному делу.
- Angel F. Stubachit und Stubachitserpentin von Ganoz. Ztschr. - Kristalogr., 1929, Bd. 72, N 1.
- Aruja E. An X-ray of the crisotal - structure of antigorite. - Min. Mag., 1945, 27.
- Nagy B., Faust G. T. Serpentes; Natural mixtures of chrisotile and antigorite. - Amer. Min.,
1956, 41, N 11-12.
- Riordan P.H. The genesis of asbestos in Ultrabasic Rocks. - Econ. Geol., 1955, 50, N 1.
- Whittaker J.W., Zussman J. The characterisation of serpentine minerals bu X-ray diffraction. -
Min. Mag., 1956, 31, N 233.
- Whittaker J.W., Zussman J. Characterisation of serpentine minerals. - Amer. Min., 1958, 43,
N 9-10.

СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ -
ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАССИВА

Войкаро-Сыньинский гипербазитовый массив на Полярном Урале представляет собой интрузию дунит-гарцбургитового состава. Длительная и сложная история формирования интрузии привела к возникновению ряда особенностей ее геологического строения. К таким особенностям относятся: 1) существование двух различных типов серпентинизации – хризотиловой и антигоритовой, развивающихся в определенных структурных зонах; 2) наличие совершенно свежих несерпентинизированных дунитов и гарцбургитов на границе зон с различным характером серпентинизации.

Благодаря значительному эрозионному расчленению массива (до 1000 м) четко устанавливается его горизонтальная дифференциация, в силу чего верхние горизонты интрузии сложены гарцбургитами (мощностью от 50 до 800 м), которые вниз по разрезу сменяются породами дунит-гарцбургитового комплекса (мощностью от 30 до 400 м), и далее – дунитами, вскрытыми на 300–600 м. Первичная зональность осложняется в процессе серпентинизации пород. В верхнем гарцбургитовом и нижнем дунитовом горизонтах развивался хризотил, а в среднем дунит-гарцбургитовом комплексе и частично в гарцбургитах верхнего горизонта развивается процесс антигоритизации. Мощностью образовавшегося "прослоя" своеобразных оливин-антигоритовых пород колеблется от десятков метров до 400–500 м. Промежуточное положение оливин-антигоритовых пород среди дунитов и гарцбургитов с хризотилом видно на фиг. 1. Поверхности раздела зон наклонены к юго-востоку, под углом 40–60°. Кровля дунитового горизонта осложнена валлообразными и куполообразными поднятиями, особенно четко выступающими в приосевой части массива. Здесь хорошо видно, как дунитовые тела "обтекаются" оливин-антигоритовыми породами, отделяющими их от гарцбургитов (фиг. 2).

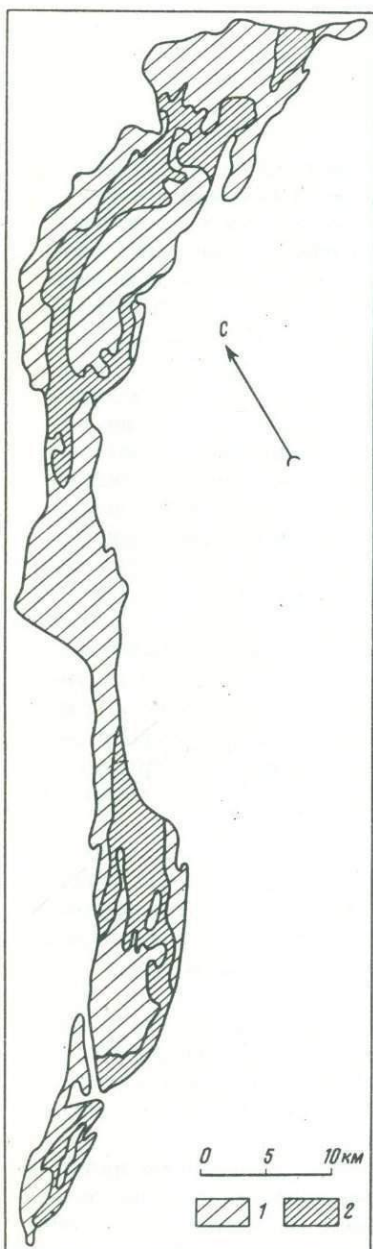
Граница оливин-антигоритовых пород с гарцбургитами постепенная – реликтовая ортопироксеновая полосчатость обычно сохраняется в интервале 3–10, иногда до 20–30 м. С удалением от гарцбургитов реликты энстатита полностью исчезают; антигорит равномерно развивается среди оливина, в котором появляется спайность. Структура пород нередко становится очковой, гнейсовидной, текстура – тонкосланцеватой.

В северной части массива при переходе от гарцбургитов с хризотилом к оливин-антигоритовым породам довольно часто прослеживается зона гарцбургитов с куммингтонитом, псевдоморфно замещающим энстатит. Структурное положение этой зоны всегда строго определено и не связано с контактами интрузии или тектоническими нарушениями.

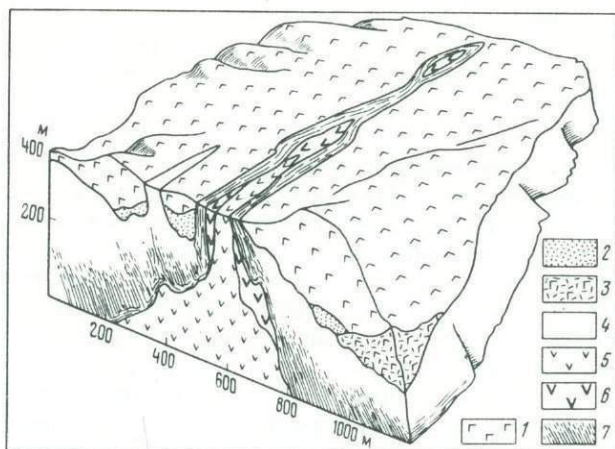
На контакте слабо серпентинизированных гарцбургитов и оливин-антигоритовых пород встречаются также свежие гарцбургиты, практически не содержащие серпентина. Они образуют тела неправильно изометричной формы размером от десятков метров до 300–500 м.

С дунитами нижнего горизонта оливин-антигоритовые породы всегда имеют резкие, четкие границы. Так же, как и в гарцбургитах, в дунитах сохраняется массивная текстура, тогда как оливин-антигоритовые породы у контакта с дунитами сильно расслаиваны. В апикальных частях дунитовых тел и отдельных дайкообразных апофизах от них дуниты имеют пегматоидную структуру и практически не содержат серпентина. Размеры тел пегматоидных дунитов достигают нескольких километров по простиранию и сотен метров по мощности. На глубину они вскрыты до 300–500 м (фиг. 2). Мелкие тела таких дунитов в северной части массива были описаны как дунит-пегматиты (Виноградская, 1954, 1961).

Таким образом, на границах зоны оливин-антигоритовых пород с одной стороны устанавливается быстрый, но постепенный переход их к гарцбургитам с хризотилом, а с другой – резкий контакт с дунитами. В обоих случаях у границ зоны наблюдаются свежие породы без серпентина: у верхней границы – гарцбургиты, а у нижней – дуниты, распространенные гораздо шире. Свежие гарцбургиты



Фиг. 1. Распределение гипербазитов с хризотилом (1) и антигоритом (2) на Войкаро-Сыньинском массиве



Фиг. 2. Схематическая зарисовка обнажения в северной части массива (истоки руч. Пайтывис)
 1 - гарцбургиты с хризотилом; 2 - гарцбургиты свежие; 3 - гарцбургиты с куммингтонитом; 4 - оливин-антигоритовые породы; 5 - дуниты с хризотилом; 6 - свежие пегматоидные дуниты; 7 - сланцеватость в оливин-антигоритовых породах

обычно вскрываются уже среди оливин-антигоритовых пород, а свежие дуниты образуют участки внутри тел дунитов с хризотилом.

Степень серпентинизации гарцбургитов и дунитов для массивов описанного типа примерно одинакова и варьирует от 40 до 80%. В дунитах, кроме хризотила, по термограммам устанавливается присутствие брусита в количестве 7-12%. Плотность дунитов колеблется от 2,47 до 2,85 г/см³, гарцбургитов - от 2,56 до 2,84 г/см³.

Содержание энстатита в гарцбургитах меняется от 10 до 15%, иногда до 20%. Характерны крупнозернистые структуры с оливином более крупным, чем энстатит 4-6 мм против 2-3 мм. Железистость оливина и энстатита примерно одинакова: 9,1-9,4% Fe₂SiO₄ для оливина и 9,0% FeSiO₃ для энстатита (табл. 1, 2; по данным для северной части массива).

Таблица 1

Составы оливинов в гипербазитах массива.

Окислы	Дунит		Гарцбургит		Оливин-антигори- товая порода
	с хризо- тилом	свежий	с хризо- тилом	свежий	
SiO ₂	40,95	39,44	40,45	41,50	40,12
TiO ₂	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01
Al ₂ O ₃	0,03	0,36	0,19	0,53	0,36
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0,054	0,06
Fe ₂ O ₃	1,60	-	-	1,67	-
FeO	6,57	6,12*	9,00*	7,51	8,50*
MgO	50,70	49,97	49,15	48,00	47,80
CaO	0,07	0,28	0,56	0,09	0,07
П.п.п.	0,35	2,20	-	0,70	2,0
Сумма	100,30	99,56	99,36	100,07	99,86
Fe, %	8,1	6,4	9,3	9,4	9,1

* Определяли суммарное закисное железо.

Кристаллохимические формулы оливинов (рассчитаны по кислородному методу):

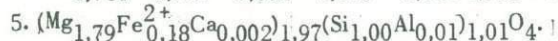
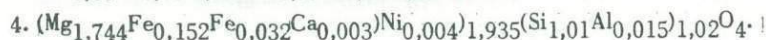
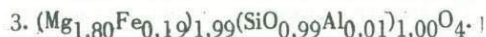
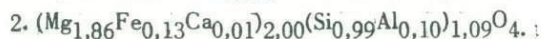
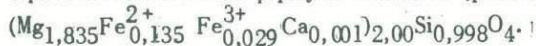


Таблица 2

Составы пироксенов из гарцбургитов и антигорита из оливин-антигориновых пород

Окислы	Энстатит	Диопсид	Антигорит	Кристаллохимические формулы минералов
SiO ₂	53,18	51,68	43,30	Энстатит - $(Mg_{1,82}Fe_{0,18}^{2+}Ca_{0,04})_2 O_4$
TiO ₂	-	-	0,02	
Al ₂ O ₃	3,05	3,85	1,49	Диопсид -
-	-	-	0,31	$(Ca_{0,92}Mg_{0,98}Fe_{0,06})_2 (Si_{1,90}Al_{0,16})_2 O_6$
Fe ₂ O ₃	-	-	3,68	Антигорит -
FeO	6,12*	1,90*	1,30	
-	34,46	17,81	39,30	$(Si_{2,07}Al_{0,08})_2 (OH_{3,19}O_{0,81})_4 O_8$
CaO	1,18	23,18	1,68	
П.п.п.	0,70	0,56	9,60	
Сумма	98,69	98,98	99,82	

* Определяли суммарное закисное железо.

В дунитах, также обладающих крупнозернистыми структурами (размер зерен оливина 4–8 мм), железистость оливина колеблется в более широком интервале – от 6,4 до 8,9% Fe_2SiO_4 . При хризотиловой серпентинизации структура гарцбургитов и дунитов сохраняется. Петельчатые прожилки хризотила равномерно пронизывают породу, не сгущаясь на границах зерен.

Свежие гарцбургиты, практически не содержащие серпентина (плотность 3,2 г/см³), имеют такой же состав оливина и энстатита, что и серпентинизированные гарцбургиты (табл. 1, 2). Заметным отличием этих пород можно считать появление диопсида, иногда в количестве до 3–5%.

Свежие дуниты (плотность 3,0 г/см³) четко выделяются благодаря пегматоидным структурам с размером кристаллов оливина, достигающим нескольких сантиметров. Для оливина характерна спайность, но иногда она проявлена очень слабо. Состав оливина более магнезиален по сравнению с составом серпентинизированных дунитов (табл. 1), количество акцессорного хромшпинелида повышено.

В оливин–антигоритовых породах количество серпентина колеблется от 20 до 70%. Оливин с содержанием Fe_2SiO_4 8,6–10,3% образует зерна размером 4–6 мм, нередко с четкой спайностью по 010. Характерен катаклиз оливина с развальцеванием, изгибом трещин спайности, появлением мозаичного угасания, двойников и частичной перекристаллизацией в мелкозернистый агрегат.

Антигорит в листовато–чешуйчатых, пластинчатых агрегатах обтекает оливинные зерна, развиваясь в основном по их периферии и трещинам спайности. Таблитчатых скоплений антигорита, указывающих на возможные реликты энстатита, в породе не наблюдается. Химические анализы антигорита показали его сравнительно высокую железистость и некоторый дефицит группы ОН (табл. 2). Петрохимически оливин–антигоритовые породы близки гарцбургитам с некоторым отклонением к дунитам (табл. 3).

Условия антигоритовой серпентинизации отличались, по-видимому, как составом серпентинизирующих растворов, так и высокими давлением и температурой. Энстатит в этих условиях оказался неустойчивым по сравнению с оливином. Следы высоких ориентированных давлений в оливин–антигоритовых породах отражены в сланцеватых текстурах, образовании спайности в оливине и последующем его катаклазе. Формирование самого антигорита некоторые авторы также связывают с более высокими давлениями, чем формирование хризотила (Hess a.o., 1952, Francis, 1956).

Возникновение горизонта оливин–антигоритовых пород внутри интрузии, возможно, обусловлено следующими причинами.

1. Становление гарцбургитов было отделено во времени от формирования основной массы дунитов – к моменту их внедрения в верхних частях остывающего плутона уже прошла хризотиловая серпентинизация.

2. Новое поступление дунитовых масс вызвало подогрев нижних частей гарцбургитового горизонта и увеличение давления. В это же время, по-видимому, произошло резкое увеличение давления со стороны рамы, и последующая серпентинизация происходила уже с образованием антигорита. Тесная пространственная связь валообразных дунитовых тел с зоной оливин–антигоритовых пород и их геологические взаимоотношения (фиг. 2) позволяют рассматривать антигоритизацию как своеобразный фронт перед внедрением дунитов.

3. Внедрение дунитов в рассланцованные антигоритизированные породы, по-видимому, сняло избыточные напряжения, и дальнейшие остывание и серпентинизация происходили уже в спокойной тектонической обстановке с образованием хризотила. Пегматоидные магнезиальные дуниты в апикальных частях тел формировались при повышенных содержаниях летучих в конечные этапы становления интрузии. Отсутствие серпентина в них, возможно, связано именно с поздним образованием оливина – на стадии ультраосновного пегматита.

Свежие гарцбургиты почти с одинаковой долей вероятности, по имеющимся данным, можно рассматривать и как реликты первичных гарцбургитов, и как десерпентинизированные породы перед фронтом антигоритовой серпентинизации. В то же время равновесный характер оливина и энстатита в этих породах

($K_p = \left(\frac{\text{Fe}}{\text{Mg}}\right)_{\text{Ol}}; \left(\frac{\text{Fe}}{\text{Mg}}\right)_{\text{En}} = 1,0$) позволяет считать их скорее метаморфическими

Таблица 3

Составы гипербазитов массива

Окислы	Дунит			Гарцбургит				Оливин-антигоритовая порода
	с хризотилом		свежий	с хризотилом	свежий	с куммингто-нитом		
	(1)	(2)						
SiO ₂	38,26	35,90	39,84	38,22	44,78	40,76	40,14	40,78
TiO ₂	0,08	0,16	0,01	0,07	0,032	0,01	0,08	0,03
Al ₂ O ₃	0,44	1,06	0,61	0,91	1,47	0,89	1,11	1,24
Cr ₂ O ₃	0,31	-	0,31	0,26	0,40	0,39	0,30	0,41
Fe ₂ O ₃	4,25	6,53	2,73	5,16	1,69	1,87	2,79	2,25
FeO	3,74	3,38	6,12	2,45	6,98	6,33	5,11	6,55
MnO	-	0,22	0,12	-	0,12	0,12	-	0,12
MgO	41,53	44,24	47,84	40,50	40,90	43,52	40,58	42,64
CaO	0,08	0,04	0,22	0,39	2,58	0,28	0,70	0,95
Na ₂ O	0,10	0,004	0,05	0,10	0,15	0,07	0,11	0,20
K ₂ O	0,04	Сл.	0,02	0,04	0,04	0,02	0,04	0,07
Ni	-	-	0,165	-	0,15	0,155	-	0,16
П.п.п.	10,85	8,49	1,86	11,50	0,97	5,23	8,92	4,50
Сумма...	99,68	99,98	99,60	99,60	100,26	99,65	99,88	99,90

Числовые характеристики по Заварицкому

S	35,6	33,0	33,6	36,0	38,7	36,1	36,9	36,1
a	0,2	0,3	0,1	0,2	0,3	0,1	0,2	0,4
b	64,0	67,3	66,1	63,0	60,5	63,6	62,0	63,1
c	0,33	0,05	0,2	0,68	0,6	0,3	0,7	0,4
F	9,2	10,2	7,9	9,1	9,6	8,5	9,4	9,0
$\frac{RO}{SiO_2}$	1,71	1,86	1,9	1,64	1,6	1,7	1,63	1,7

образованиями гранулитовой (?) фации. Для решения этого вопроса необходимы дополнительные анализы существующих оливинов, энстатита и хромшпинелида в свежих и серпентинизированных гарцбургитах.

Рассматривая породы массива с точки зрения их практического использования, необходимо выделить пегматоидные (1) магнезиальные (2) дуниты. По химическому составу (табл. 3) эти дуниты отвечают самым высоким требованиям к сырью огнеупорной промышленности для производства форстеритового кирпича, а также могут использоваться в качестве формовочных песков в металлургической промышленности. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, 1963). Запасы этих дунитов практически неограниченны и должны учитываться в комплексе с запасами хромитовых руд, на которые сейчас проводятся в пределах массива широкие поисково-разведочные работы.

Литература

- Виноградская Г.М. Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале. - Докл. АН СССР, 1954, 97, № 5.
- Виноградская Г.М. Некоторые жильные образования Войкар-Сыннинского перидотитового массива на Урале. - Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, вып. 45.
- Савельева Г.Н., Савельев А.А. Гипербазиты южной части Войкаро-Сыннинского массива, - Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР, сб. 8, Сыктывкар, 1970.
- Требования промышленности к качеству минерального сырья, изд-во 2, вып. 65. Подсобное сырье для черной металлургии. Госгеолтехиздат, 1963.
- Hess H.H., Smith R.I., Dengo G. Antigorite from the vicinity of Caracas, Venezuela. - Amer. Min., 1952, 37, 68.
- Francis G.H. The serpentinite mass in Glen Urguhart, Invernesshire, Scotland. - Amer. J. Sci., 1956, 254, 201.

ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЗМА ГИПЕРБАЗИТОВ
В СВЯЗИ С ОБРАЗОВАНИЕМ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ХРИЗОТИЛОВОГО АСБЕСТА

В истории изучения условий формирования месторождений хризотил-асбеста в гипербазитах выделяется несколько прогрессивно развивающихся этапов. Вначале было установлено, что подавляющая часть месторождений хризотил-асбеста связана с гарцбургитовыми массивами альпинотипной формации.

Затем обнаружили одну из важных в генетическом и промышленном отношении закономерностей — жилы хризотил-асбеста, различающиеся между собой по длине волокна, форме и густоте выделений и взаимоотношению с вмещающими породами, занимают вполне определенное положение в пространстве. При этом устанавливается зональность, выражающаяся в смене типов жил от безрудных блоков слабо серпентинизированных гарцбургитов к безрудным серпентинитам, слагающим зоны разломов, ограничивающих эти блоки, которые, таким образом, каждый в отдельности представляют самостоятельное рудное тело, или, как принято говорить, "рудную залежь". Наиболее подробно впервые указанная зональность была описана и разработана П.М.Татариновым (1932, 1948). Им же были установлены основные типы месторождений и сформулированы главные поисковые признаки хризотил-асбеста. П.М.Татариновым и другими исследователями показано, что в формировании жил хризотил-асбеста наряду с тектоническим контролем важную роль играет наличие блоков слабо серпентинизированных гарцбургитов, являющихся жестким каркасом, благоприятным для формирования вокруг него трещин, заполняемых хризотил-асбестом в условиях уменьшения объема и общей контракции в ходе серпентинизации. Сама серпентинизация, с которой связано образование асбеста, носит аллометаморфический характер и вызывается действием гидротермальных растворов более молодых гранитных интрузий (П.М.Татаринов, Н.Д.Соболев, Б.Я.Меренков, В.П.Петров, В.П.Еремеев и др.).

В связи с усилившимся вниманием к изучению серпентиновых минералов на основе применения тонких методов исследования создается более точная и конкретная классификация серпентинов (за границей Э.Уиттэкером и Д.Зуссманом, 1956, а в Советском Союзе В.Р.Артемовым, Г.А.Ковалевым и В.Н.Кузнецовой, 1964). В.Р.Артемов и В.Н.Кузнецова в ряде работ подробно характеризуют условия формирования разных серпентиновых минералов в месторождениях хризотил-асбеста.

На основе новой классификации серпентинов Г.Н.Судиловским (1969, 1970) и А.Н.Мардиросьяном (1970) устанавливается, что разные асбестоносные зоны Баженовского месторождения характеризуются развитием определенных типов серпентиновых минералов. Однако расшифровка этой зональности ими не дана. Вкратце она приводится ниже, поскольку во многих случаях важна для правильного понимания процессов серпентинизации.

Большинство геологов, изучающих месторождения хризотил-асбеста баженовского подтипа, в общем сходятся в признании наличия следующих главных условий образования и прогнозных критериев обнаружения месторождений: 1) массивы дунит-гарцбургитов, разбитые разломами с оперяющими трещинами на блоки ("ядра") частично серпентинизированных пород; 2) наличие гранитоидных интрузий как источников гидротермальных растворов, с которыми связана асбестизация, — признак, развитый П.М.Татариновым и Н.Д.Соболевым, а также поддерживаемый Ю.К.Андреевым, В.П.Еремеевым, Б.Я.Меренковым, В.П.Петровым, Л.А.Соколовой (1959, 1962), В.Р.Артемовым, В.Н.Кузнецовой (1962, 1967), К.К.Золосевым (1962, 1969) и большинством других геологов; 3) интенсивная антигоритизация и лизардитизация или слабая серпентинизация гарцбургитов является бесперспективным отрицательным признаком на промышленное оруденение; 4) наиболее благоприятными рудоносными породами являются гарцбургиты, состав которых по химизму ближе всего соответствует составу хризотил-асбеста (В.Ф.Дыбков, В.П.Еремеев, В.Р.Артемов, В.Н.Кузнецова, К.К.Золосев и др.).

В предлагаемой статье автор на основе личного изучения некоторых месторождений хризотил-асбеста и многих неасбестоносных массивов Урала, а также обработки литературного материала конкретизирует и уточняет накопившиеся данные по условиям образования хризотил-асбеста. Кроме того, выдвигаются новые критерии, позволяющие в дополнение к известным достаточно надежно давать прогнозную оценку асбестоносности гипербазитовых массивов. Из расшифровки условий образования хризотил-асбеста естественно вытекают критерии прогноза его месторождений. Развитию этого тезиса посвящена настоящая статья.

Генетическая классификация разновидностей породообразующих серпентиновых минералов

Необходимо остановиться на номенклатуре и генетической природе серпентиновых минералов. В основу подразделений серпентинов и петрографических форм их выделений нами положен не только минералогический, но и генетический принцип. Кратко суть последнего состоит в том, что каждая разновидность серпентина отвечает строго определенным физико-химическим условиям формирования, из которых ведущим является температура (Варлаков, 1966₁). По разновидностям серпентинов, взаимоотношениям между ними и структурам можно восстановить эволюцию процесса серпентинизации и связанных с ним явлений. Для этого достаточно изучения шлифов. С другой стороны, по геологической обстановке можно судить об имевших место типах серпентинизации. Для этого достаточно хорошей геологической карты. Все в совокупности позволяет дать правильную прогнозную оценку любому массиву альпинотипной формации.

Номенклатура серпентиновых минералов принята нами по В.Р.Артемову (1963, 1967, 1970). Однако мы считаем, что классификация В.Р.Артемова должна быть модернизирована применительно к петрографическим методам изучения. Необходимо уточнение в номенклатуре для выделения генетических разновидностей в пределах одного минерального вида серпентинов, поскольку генетическая сторона классификации В.Р.Артемова недостаточно разработана. Мы думаем, что оптический микроскопический метод может дать наиболее полную информацию о видах и взаимоотношениях серпентиновых минералов в породах и возможности его вполне достаточны для их правильной диагностики.

В предлагаемой классификации серпентиновых минералов на генетической основе выделяются следующие серпентины и формы их выделений: лизардит, хризотил, серпофит, бастит, антигорит и офит. В свою очередь лизардит и хризотил, отвечающие определенным физико-химическим условиям образования, подразделяются нами на разновидности: α - и β - лизардит и α -, β - и γ - хризотил.

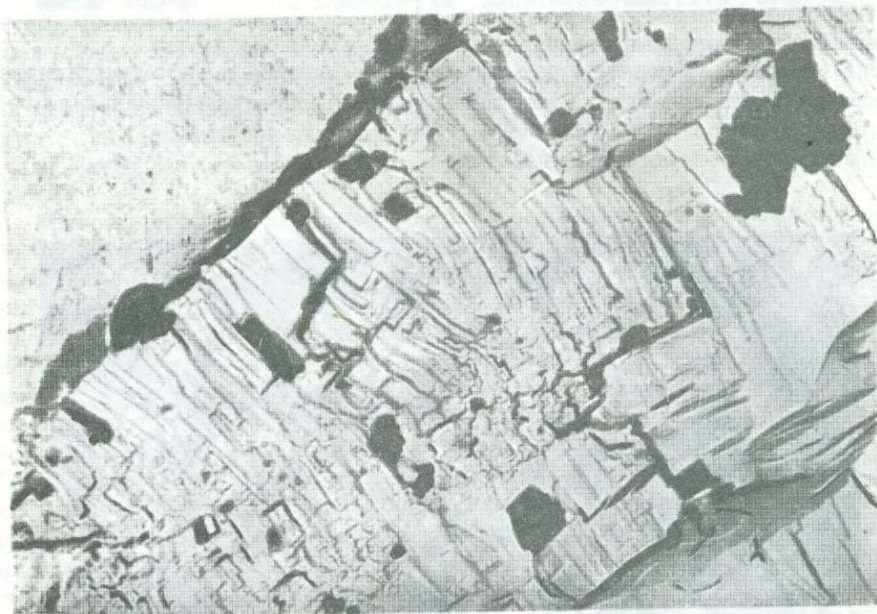
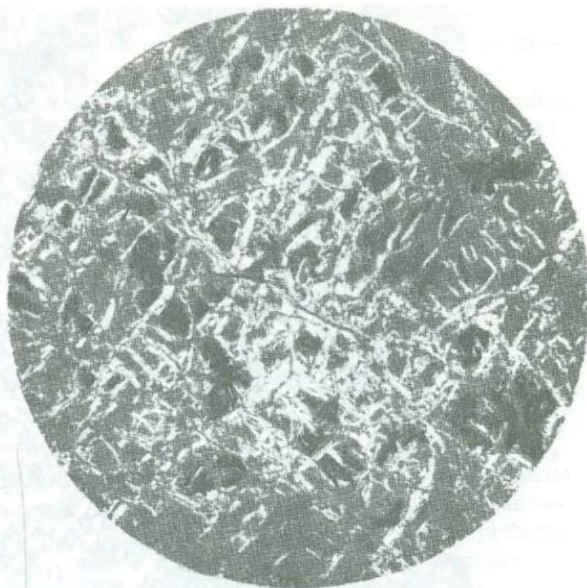
Рассмотрим генетические условия формирования выделенных серпентинов.

1. Ранняя низкотемпературная (фреатическая и аутометаморфическая) серпентинизация характеризуется развитием по сети шнуров α -лизардита, обладающего пластинчатым строением с положительным удлинением и спайностью, ориентированной вдоль стенок трещин (фиг. 1,2,8). Процесс носит регрессивный характер. При достаточной его продолжительности в условиях падения температуры в центральных частях петель по оливину развивается серпофит (скрытокристаллический агрегат α - лизардита, обычно в смеси с α - хризотилом) (фиг. 1). α - Хризотил также образуется в регрессивную стадию, но в условиях повышения щелочности растворов. Щелочность возрастает в поздние этапы процесса серпентинизации, вследствие чего α -хризотил нередко встречается в шнурах петель совместно с α - лизардитом. В сравнительно редких случаях α -хризотил слагает самостоятельную сеть шнуров среди оливина. Это проявляется, например, в верхних зонах аллометаморфической серпентинизации в гарбургитовых ядрах Останинского месторождения хризотил-асбеста (фиг. 3). Прожилки, сложенные α -хризотилом, отличаются от α -лизардитовых шнуров поперечноволоконистым строением. При этом поперек прожилков, т.е. вдоль волокон, наблюдается положительное удлинение, чем α - хризотил легко отличается от α - лизардита, имеющего сходную форму развития.

В низкотемпературную регрессивную стадию серпентинизации по энстатиту образуется α -лизардитовый бастит, отличающийся от бастита аллометаморфической стадии неоднородностью строения, в частности двупреломления.

Фиг. 1. Серпофит- α -лизардитовый серпентинит мелкопетельчатой структуры

По шнурам петель развивается α -лизардит (белое). В ячейках петель находится скрытокристаллический серпофит (черное). Николи, увел. 28

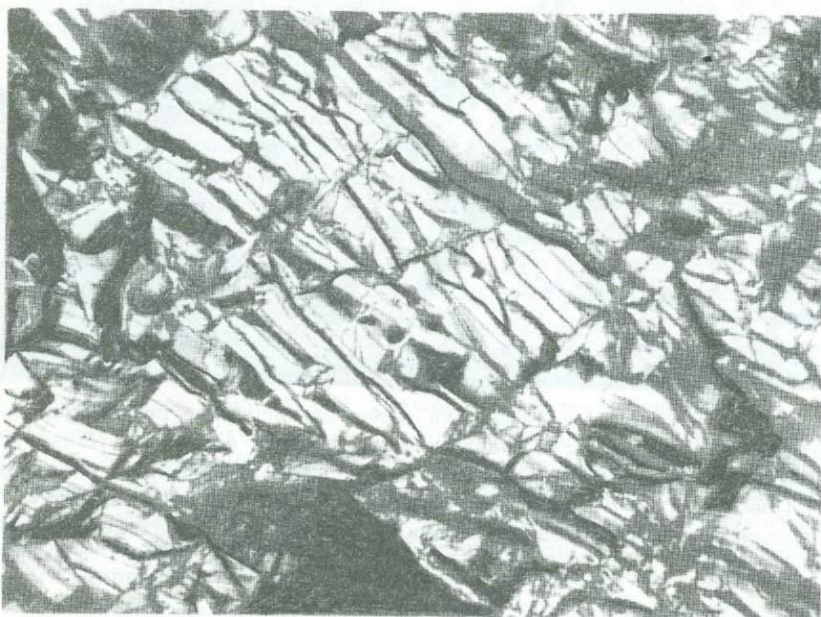


Фиг. 2. Фрагмент шнура α -лизардита, развивающегося по петлям среди оливина. Отчетливо видна спайность, параллельная границе прожилка. Поперек спайности наблюдаются трещинки разрыва, связанные с деформацией пластинки α -лизардита. Пластинчатое строение подчеркивается присутствием частиц α -лизардита, прилипших к реплике. Под электронным микроскопом реплика при увеличении 14 000

В результате ранней низкотемпературной серпентинизации возникают α -лизардитизированные гарцбургиты и дуниты или серпофит- α -лизардитовые серпентиниты, характеризующиеся мелкопетельчатой структурой и отсутствием магнетита (см. фиг. 1). Эти породы не несут асбестового оруденения. Но массивы, частично затронутые низкотемпературным типом серпентинизации, являются субстратом, в котором в условиях наложенной среднетемпературной аллометаморфической серпентинизации формируются месторождения хризотил-асбеста.



Фиг. 3. Хризотилизированный гарцбургит мелкосетчатой структуры
Хризотил (белое) развивается по сети трещин в оливине и энстатите (зерна со спайностью). Останинское месторождение хризотил-асбеста. Без анализатора, увел. 28



Фиг. 4. Апогарцбургитовый лизардитовый серпентинит крупнопетельчатой линзовидно-ленточной структуры из зоны мелкопрожила Баженовского месторождения. Николи скрещены, увел. 30

2. Аллометаморфическая серпентинизация, вызываемая гидротермальными растворами, связанными с более молодым магматизмом, протекает в среднетемпературных и высокотемпературных условиях.

Среднетемпературная серпентинизация выражается в образовании β -лизардита. β -Лизардит в серпентинитах слагает ячейки петель, обладая секториальным или зернистым строением, а также образует ленточные и линзовидные, часто гофрированные выделения (фиг. 4). Шнуры петель, нередко отсутствующие, выполнены α -лизардитом (иногда совместно с α -хризотилом), возникающим в регрессивную стадию (фиг. 5).

Исследование реплик под электронным микроскопом устанавливает совершенно определено пластинчатое строение α -лизардита, развивающегося по шнурам петель (фиг. 2). Пластинчатость α -лизардита отчетливо видна также под оптическим микроскопом. Строение β -лизардита, занимающего ячейки петель, существенно иное. Наряду с неправильными зернами он образует взаимно параллельные индивиды, приближающиеся к игольчато-пластинчатой форме. Спайность не обнаруживается, а вдоль вытянутости ориентирована не ось Ng, как в α -лизардите, а ось Nr, т.е. удлинение отрицательное. Однако по рентгеноструктурным данным различия между ними не устанавливаются. Таким образом, существует несомненное оптическое различие между указанными разновидностями лизардита и требуется дополнительное изучение их кристаллической структуры. β -Лизардитизация проявляется как при помощи перекристаллизации α -лизардитовых серпентинитов, так и при помощи замещения частично α -лизардитизированных пород. В обоих случаях происходит укрупнение размера ячеек и конечным продуктом являются β -лизардитовые серпентиниты крупнопетельчатой структуры (см. фиг. 4,5).

На фронте β -лизардитизации, развивающейся по породам, претерпевшим частичную α -лизардитизацию, протекает β -хризотилизация, когда растворы, обогащаясь магнием, выносимым при β -лизардитизации, приобретают щелочные свойства.

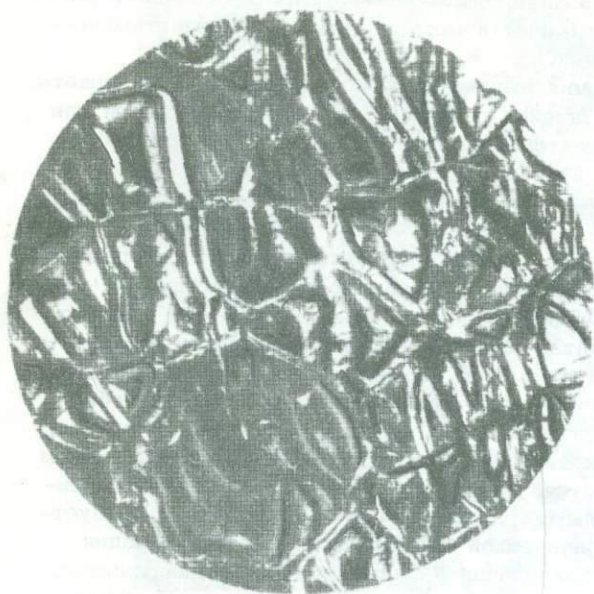
β -Хризотил образует перистые, волокнисто-гребенчатые прожилки и волокнисто-пластинчатые выделения ("волокно - масса"), но главным образом перекрещенно-волокнистые агрегаты петельчатого строения на месте оливина, нередко совместно с бруситом (фиг. 6). С этим процессом связано формирование хризотил-асбестового оруденения баженовского подтипа. β -Хризотилковыми серпентинитами сложены оторочки жил хризотил-асбеста. β -Хризотил является ведущим минералом в зоне мелкой сетки. Степень его развития определяется интенсивностью раздробленности гарцбургитов вокруг "ядер". β -Хризотилловые серпентиниты наиболее широко развиты в верхних апикальных частях залежей хризотил-асбеста.

Бастит меняет свою видовую принадлежность в зависимости от типа серпентинитов. В β -лизардитовых серпентинитах бастит, согласно электронноскопическим исследованиям, имеет пластинчатое сложение и представлен β -лизардитом. В β -хризотилловых серпентинитах иногда вследствие разного исходного характера субстрата бастит имеет неоднородное сложение, выражающееся в сочетании β -хризотила и α -лизардита. Такие баститы нередко состоят из участков с положительным и отрицательным удлинением. Последнее обусловлено развитием волокон α -или β -хризотила поперек спайности.

β -Лизардитовые серпентиниты характеризуются крупнопетельчатой структурой. Их образование сопровождается возникновением магнетита. β -Лизардитом сложены серпентиниты асбестоносной зоны типа просечек и мелкопрожила, а также безрудные серпентиниты разломов. Кроме того, β -лизардитовые серпентиниты несут асбестовое оруденение лабинского подтипа. Хризотил-асбест в сложных отороченных жилах находится в β -лизардитовых серпентинитах, вокруг которых развиваются оторочки β -хризотилловых серпентинитов.

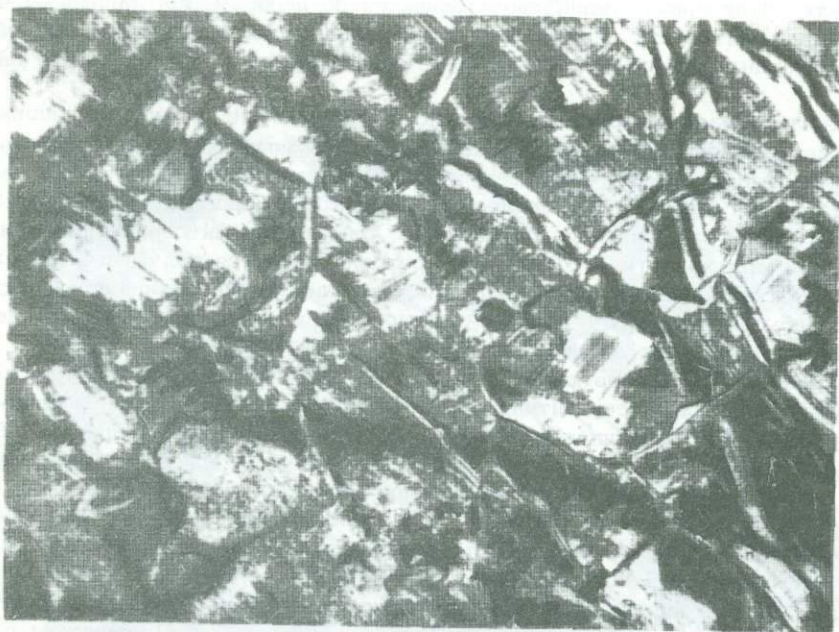
Как в низкотемпературном, так и среднетемпературном типе серпентинизации в заключительные стадии процесса образуются жилки офита, представленные обычно β -хризотилом.

По серпофит- α -лизардитовым и β -лизардитовым серпентинитам в зонах расланцевания возникают γ -хризотилловые серпентиниты, обладающие перистой продольноволокнистой структурой. Для γ -хризотила характерно расположение агрегатов волокон вдоль сланцеватости. При этом типе хризотилизации хризотил-асбест не образуется.



Фиг. 5. Лизардитовый серпентинит сложной сетчатой крупнопетельчатой структуры

В ячейках петель - низкодвупреломляющий β -лизардит секториального строения. Шнуры петель сложены α -лизардитом, в центре которых находятся тонкие прожилки α -хризотила и цепочки магнетита. Николи скрещены, увел. 30



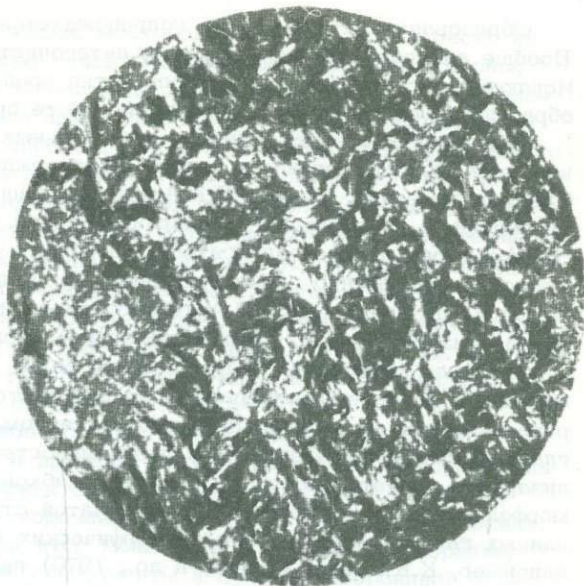
Фиг. 6. Хризотилковый серпентинит крупнопетельчатой перекрещенно-волокнистой и волокнисто-пластинчатой структуры с реликтовыми шнурами α -лизардита

Зона мелкой сетки Баженовского месторождения.

Николи скрещены, увел. 28

3. Высокотемпературная аллометаморфическая серпентинизация проявляется в образовании антигорита. Процесс антигоритизации может выражаться в виде перекристаллизации α - или β -лизардитовых серпентинитов (фиг. 7) или в непосредственном развитии антигорита по оливину (фиг. 8). Во многих месторождениях хризотил-асбеста аллометаморфизм протекал в несколько фаз. Одна из ранних фаз проявляется в частичной антигоритизации гарцбургитов. Антигорит образует отдельные чешуйки и прожилки гребенчатой структуры, непосредственно развиваясь

Фиг. 7. Антигоритовый серпентинит сноповидно-чешуйчатой структуры, возникший в результате перекристаллизации α -лизардитовых серпентинитов. Николи скрещены, увел. 28



Фиг. 8. Антигоритизированный гардбургит

Псевдоморфозы куммингтонита (темно-серое) с реликтами энстатита среди оливина с сеткой фреатического α -лизардита и прожилками гребенчатого антигорита (белое). Образец взят из блока зоны крупной сетки Баженовского месторождения. Без анал., увел. 28

по оливины (фиг. 8). При этом энстатит подвергается куммингтонитизации. В результате на месте энстатита возникают куммингтонитовые псевдоморфозы (фиг. 8). Во всех случаях процесс сопровождается выделением магнетита вследствие ограниченного вхождения железа в решетку антигорита. В антигорите железо присутствует в отличие от лизардита в двухвалентной форме. Первичная антигоритизация особенно широко распространена в Баженовском месторождении, Восточно-Тагильском, Кiemбайском и других массивах.

Образование антигорита не сопровождается хризотил-асбестовым оруденением. Вообще антигоритизация – процесс антагонистичный хризотил-асбестообразованию. Исключение составляет карачаевский тип продольноволокнистого хризотил-асбеста, образующегося в особых условиях на месте ортопироксенитов.

Диагностика всех выделенных минеральных разновидностей достаточно подробно изложена В.Р.Артемовым в книге "Месторождения хризотил-асбеста СССР" (1967). Следует заметить, что, по В.Р.Артемову, наш α -лизардит соответствует лизардиту первой, а β -лизардит – лизардиту второй генерации. С таким подразделением В.Р.Артемова нельзя согласиться, поскольку эти разновидности лизардита образуются в совершенно разных условиях. В β -лизардитовых серпентинитах петельчатый α -лизардит (по В.Р.Артемову, лизардит первой генерации) возникает позднее β -лизардита (т.е. второй генерации). Получается явное недоразумение. Термин "вторая генерация" подразумевает более позднее образование, что обычно связано с падением температуры. В действительности α -лизардит возникает при регрессивном, а β -лизардит – прогрессивном метаморфизме. В этом состоит главный смысл выделения двух разновидностей лизардита. Путаница с генерациями лизардита является распространенной ошибкой, которая проистекает из сходства морфологических особенностей петельчатой структуры в частично серпентинизированных гарцбургитах и аллометаморфических β -лизардитовых серпентинитах. Так, например, К.К.Золоев (Золоев и др., 1970) пишет, что "лизардит II генерации развивается за счет разрастания петель лизардита I генерации или в результате замещения остатков оливина внутри петель, образуя при этом конвертообразные структуры. Когда β -лизардитизация накладывается на породы, подвергшиеся частичной α -лизардитизации, разрастание петель α -лизардита не происходит, а одновременно с замещением оливина идет процесс перекристаллизации, сопровождающийся укрупнением петель. Возникает структура, морфологически сходная с ранее существовавшей, но обладающая большим размером петель. Достаточно определить размер петель, чтобы убедиться в увеличении их в три-пять раз по сравнению с ранее существовавшими (ср. фиг. 1, 3 с 5).

Условия образования месторождений хризотил-асбеста

В выяснении условий формирования месторождений следует выделять три фактора: общерегиональный, локально-тектонический и петрологический. С практической точки зрения последний является ведущим.

Исключительно важным региональным признаком образования и обнаружения месторождений хризотил-асбеста является связь их с гипербазитовыми массивами, располагающимися в структурно-фациальных зонах с проявлением сиалического магматизма. В этом смысле тезис о том, что "асбестоносным может быть каждый гипербазитовый массив" (Татаринов, Артемов, 1967), следует принимать с оговоркой. Любой гипербазитовый массив может быть асбестоносным только в отношении лабинского подтипа. Главный гарцбургитовый пояс Урала, приуроченный к зоне Главного уральского разлома, содержит крупнейшие дунит-гарцбургитовые массивы (Кемпирсайский, Хабарнинский, Халиловский – на Южном Урале, Войкаро-Сыньинский на Приполярном Урале и др.), которые не несут промышленного хризотил-асбестового оруденения, хотя в районе массивов встречаются гранитоидные интрузии, а в самих массивах встречаются "ядра" слабо серпентинизированных гарцбургитов. А дело состоит в том, что гранитоиды в этой зоне отсутствуют либо относятся к производным базальтовой магмы, а серпентинизация вокруг "ядер" носит низкотемпературный, фреатический характер.

Мелкие месторождения хризотил-асбеста встречаются здесь в локальных участках обычно в связи с дайками; вокруг которых наблюдается β -лизардитовая перекристаллизация. Иначе говоря, месторождения относятся к лабинскому подтипу, представляя собой лишь минералогический интерес.

Таким образом, даже крупные массивы или участки в них, содержащие "ядра" слабо серпентинизированных гарцбургитов, находящихся среди α -лизардит-серпентитовых (низкотемпературных) серпентинитов, являются бесперспективными на асбестовое оруденение.

Наличие более молодых интрузий вблизи месторождений хризотил-асбеста не обязательно указывает на генетическую связь между ними. С другой стороны, аллометаморфизм и связанное с ним образование хризотил-асбеста могут происходить при отсутствии на наблюдаемом эрозионном срезе магматических пород.

Если гидротермальные растворы сопровождают интрузии основного состава, то аллометаморфическая серпентинизация выражается в антигоритизации, при которой хризотил-асбест не образуется. С умереннокислыми интрузиями обычно связана антигоритизация. Салический характер интрузий, сопровождающихся гидротермальными растворами сиалического происхождения, определяет β -лизардитовый тип серпентинизации и соответственно потенциальную асбестоносность массивов.

Необходимо сделать оговорку в отношении массивов, сложенных β -лизардитовыми серпентинитами и относящимися к производным габброидной магмы. β -Лизардитизация гарцбургитов и дунитов габброидной формации в геосинклиналях носит автометаморфический характер и обычно практически целиком охватывает породы. Промышленное оруденение баженовского подтипа в них не формируется. К габброидным гипербазитам, например, в пределах эвгеосинклинальной части Урала относятся Устейский на Северном и Бриентский массивы на Южном Урале. На Устейском массиве проводились поисковоразведочные работы на хризотил-асбест, давшие отрицательный результат. Такой итог можно было предсказать заранее, поскольку в геосинклинальных условиях гарцбургиты и дуниты габброидной формации обычно нацело серпентинизированы и в них может быть встречен только лабинский подтип оруденения.

Развитие антигоритизации и β -лизардитизации в альпинотипных гипербазитовых массивах, подвергшихся ранее частичной фреатической α -лизардитизации, пространственно-морфологически имеет совершенно сходные черты. Оба процесса происходят под действием растворов, связанных с более молодым магматизмом. В условиях незавершенного аллометаморфического процесса возникает в целом общая картина – безрудные ядра, окруженные в одном случае β -лизардитовыми, а во втором – антигоритовыми серпентинитами, фиксирующими зоны разломов во внешних частях блоков. Однако промежуточная зона (если она развита), сложенная мелкими блоками (уменьшающимися по размеру в сторону разломов) частично α -лизардитизированных гипербазитов (обычно гарцбургитов), носит различный характер. При β -лизардитизации по мере разрастания этого процесса в сторону "ядер" в промежуточной зоне, окаймляющей "ядра", развивается β -хризотилизация, которая сопровождается отложением по системе трещин хризотил-асбеста. Хризотил-асбест отлагается также в чисто лизардитовых серпентинитах, в которых образуются мелкопрожилный и просечный типы.

При такой же морфологической картине, но в условиях антигоритизации, промежуточная зона, как и внешние части, характеризуется развитием антигоритизации. При этом в ядрах частично антигоритизированных гарцбургитов по энстатиту развивается куммингтонит, являющийся типоморфным признаком проявления высокотемпературной аллометаморфической серпентинизации – антигоритизации.

В обоих случаях налицо три ведущих прогностических признака асбестообразования: 1) тектоническая подготовка массива, сложенного частично серпентинизированными гарцбургитами, т.е. наличие жесткого каркаса, для формирования вокруг него трещин, 2) проявление между блоками аллометаморфической серпентинизации, связанной с более молодыми интрузиями; 3) незавершенность аллометаморфической серпентинизации – наличие "ядер". Но асбестоносность оказывается резко различной.

Сходная структурная обстановка часто наблюдается в массивах с фреатической серпентинизацией. Блоки частично α -лизардитизированных гарцбургитов заключены среди серпофит- α -лизардитовых серпентинитов. Но в этом случае отсутствует главный фактор асбестообразования – аллометаморфическая серпентинизация.

Можно привести много примеров, когда в массивах выявляются такие поисковые критерии, как присутствие молодых гранитоидных интрузий, разломов с развитием аллометаморфических серпентинитов с наличием между ними "ядер" слабо серпентинизированных гарцбургитов, но признаки хризотил-асбеста отсутствуют. К таким массивам, например, относятся хорошо изученные нами Буруктальский массив и южная часть Киембаевского массива на Южном Урале. В обоих случаях аллометаморфизм выражается в антигоритизации.

В связи с интрузиями гранодиоритов и плагиогранитов в отдельных участках Джетыгаринского массива интенсивно проявилась антигоритизация, не сопровождающаяся отложением хризотил-асбеста.

В Шевченковском массиве встречаются крупные неасбестоносные "ядра" дунит-гардбургитов (размером 1 км), подверженных частичной ранней α -лизардитовой серпентинизации. В больших масштабах, главным образом в промежуточных зонах, между "ядрами" залегают антигоритовые серпентиниты.

Во всех случаях β -лизардитизация отсутствует. Аллометаморфическая антигоритизация вызывается растворами, связанными с гранодиоритами, плагиогранитами и кварцевыми диоритами, т.е. умереннокислыми интрузиями.

Таким образом, однозначно установлено, что асбестообразование пространственно и генетически связано с β -лизардитовым аллометаморфизмом. Антигоритизация, наоборот, является отрицательным признаком на промышленную асбестоносность.

Однако следует подчеркнуть такую существенную деталь. Ряд массивов (Баженовский, Восточно-Тагильский, Северо-Киембайский и др.) до массовой β -лизардитизации и образования как следствие хризотил-асбеста подвергся аллометаморфической серпентинизации – высокотемпературной антигоритизации. Этот тип метаморфизма обычно наложен на фреатическую α -лизардитизацию, будучи связанным с действием более ранних высокотемпературных растворов, сопровождавших конкретно на Баженовском месторождении интрузию габбро. В этом месторождении в "ядрах" можно наблюдать сравнительно равномерное развитие отдельных пластов и прожилков антигорита, наряду с куммингтонитизацией энстатита. Главному рудному процессу (β -лизардитизации и последующей хризотилизации с отложением жил хризотил-асбеста) здесь предшествовала частичная антигоритизация – процесс более высокотемпературный. По существу аналогичное явление наблюдается в Северо-Киембайском месторождении, где β -лизардитизации и формированию хризотил-асбеста предшествовало воздействие Верхне-Киембайской диоритовой интрузии, выразившейся в развитии микроантигоритизации. Сходные черты имеет Восточно-Тагильский массив с Красноуральским и Луковским месторождениями хризотил-асбеста. Здесь с фазой внедрения наиболее ранней габбровой интрузии, примыкающей к массиву с запада, связана частичная антигоритизация.

В указанных выше массивах, благодаря сравнительно слабой и равномерной, хотя и широко проявившейся аллометаморфической антигоритизации ко времени главного рудного процесса, связанного со следующей, оторванной во времени фазой аллометаморфизма, породы оказались антигоритизированными лишь частично, что способствовало сохранению жестких "ядер".

Такое многофазное проявление аллометаморфизма, конечно, затрудняет расшифровку процессов серпентинизации. Так, факт появления наложенного антигорита в "ядрах" Баженовского месторождения, где в приразломных частях наблюдается β -лизардитизация, побудил А.Н.Мардиросьяна (1970) рассматривать антигорит в "ядрах" как продукт автотаморфизма. Г.Н.Судиловский (1970) даже пишет об усилении метаморфизма от разломов к "ядрам", вводя понятие так называемой обратной зональности, которое им не расшифровано и, конечно, только запутывает выяснение эволюции процессов серпентинизации, в особенности если принять во внимание наложенную, самую позднюю антигоритизацию перекристаллизации, ограниченную узкими приконтактовыми зонами жильных пород и гранитоидов.

Отмеченный выше аналогичный тип антигоритизации в Восточно-Тагильском массиве К.К.Золоев и другие геологи (1970) также относят к автотаморфической стадии наряду с ранней лизардитизацией (α -лизардитизацией). Однако эта антигоритизация не может быть автотаморфической, поскольку является явно наложенной по отношению к раннему лизардиту. По А.Н.Мардиросьяну, Г.Н.Судиловскому, К.К.Золоеву и другим геологам, получается, что при автотаморфизме низкотемпературная стадия сменяется более высокотемпературной серпентинизацией. Конечно, такой ход процесса совершенно невероятен.

Таким образом, ко времени проявления β -лизардитизации многие асбестоносные массивы претерпевают раннюю частичную аллометаморфическую серпентинизацию – антигоритизацию.

Формирование месторождений хризотил-асбеста происходит в заключительные стадии среднетемпературного аллометаморфического процесса – β -лизардитизации,

развивающейся от разломов к центру слабо серпентинизированных блоков гарцбургитов. В ходе развития этого процесса по мере разрастания зоны β -лизардитизации происходит вынос значительного объема компонентов, в особенности магния. Растворы на внешнем фронте, т.е. в сторону ядер, приобретают щелочные свойства, так что β -лизардитизация сменяется β -хризотилизацией гарцбургитов, вслед за которой в регрессивную стадию по трещинам отлагается серпентиновый гель, раскристаллизовывающийся впоследствии в хризотил-асбестовые жилы. β -Хризотилизацию можно рассматривать как околорудное изменение щелочной стадии гидротермального процесса. Этот процесс и связанное с ним образование хризотил-асбеста представляют собой следствие развития β -лизардитизации по одному и тому же субстрату - свежим или слабо серпентинизированным гипербазитам.

β -Хризотилизация как процесс, идущий на фронте β -лизардитизации, охватывающей мощные зоны, отличается меньшими масштабами и развивается лишь от трещин, имея в основном диффузионный характер. Естественно поэтому, что β -хризотилизация наиболее интенсивно проявляется среди максимально трещиноватых пород, т.е. в зоне мелкой и отчасти крупной сетки. Самая внешняя зона процесса β -хризотилизации проявляется лишь в пределах отдельных трещин внешней части "ядер", образуя оторочки одиночных жил асбеста.

В верхних частях асбестоносных залежей β -хризотилизация отличается значительно большими масштабами (Останинское месторождение, некоторые слепые залежи Баженовского месторождения). Следует подчеркнуть, что этот процесс наблюдается в породах со слабым проявлением предшествующей серпентинизации, т.е. когда сохраняются первичные силикаты. В серпентинитах, нацело β -лизардитизированных (в частности, в зоне просечек и мелкопрожила, а также лабинском подтипе), хризотилизация вообще отсутствует.

Масштабы хризотилизации сопоставимы с размерами и качеством асбестового оруденения, что в большинстве случаев исключает значение этого процесса как поискового признака, на котором настаивает В.Р.Артемов (1970). Хризотил-асбестовую минерализацию найти легче, чем обнаружить проявление этого типа хризотилизации. В какой-то мере исключение составляют редкие случаи, когда асбестоносные залежи не выходят на поверхность. Интенсивной массовой β -хризотилизации подвержены породы Останинского месторождения. Здесь β -хризотилом замещаются не только первичные силикаты, но и β -лизардитовые серпентиниты. Такая редкая особенность β -хризотилизации обусловлена малой эродированностью массива. Поэтому вполне резонно ожидать главную часть хризотил-асбестового оруденения на глубине. В этом отношении Останинский массив является весьма перспективным.

Масштабы оруденения вообще, если не говорить о размерах массива (что, кстати, не главное), находятся в обратной зависимости от степени ранней, фреатической серпентинизации и в значительной мере определяются интенсивностью среднетемпературной аллосерпентинизации - β -лизардитизации.

Развитие хризотилизации, протекающей на фронте β -лизардитизации, как сказано выше, связано с повышением рН растворов. Щелочная обстановка складывается к концу процесса благодаря увеличению химического потенциала магния, выносимого из зоны разломов в сторону "ядер". Это подчеркивается тем, что хризотил часто сопровождается отложением брусита, для которого требуется среда с рН не менее 10. Вообще, как известно из экспериментов, образованию трубчатой структуры асбеста способствует щелочная обстановка. Э.Н. Корытковой и Т.А.Макаровой (1971) экспериментально доказано, что лизардит развивается по оливину в нейтральной среде, а хризотил - в щелочной.

Существует, как уже указывалось выше, еще один вид хризотилизации - γ -хризотилизация, развивающаяся в зонах расланцевания серпофит- α -лизардитовых и β -лизардитовых серпентинитов. Это особая разновидность хризотилизации, с которой образование хризотил-асбеста не наблюдается. Однако существует самостоятельный тип хризотил-асбестового оруденения, связанный с γ -хризотилизацией в расланцеванных ортопироксенитах. Этот тип выделен П.М. Татариновым под названием "карачаевский подтип". Видимо, его надо рассматривать не как "подтип", а как самостоятельный тип, поскольку он образуется в особых условиях - при магнизиальном метасоматозе ортопироксенитов в сопровождении процес-

сов рассланцевания. В отличие от баженовского типа околорудная серпентинизация здесь выражается в антигоритизации. К настоящему времени наиболее изученным с промышленными масштабами оруденения является Ешкеульмесский массив и ряд других массивов Улутауского района Восточного Казахстана. Исходными породами, по которым образовались месторождения продольноволокнистого хризотил-асбеста, явились продукты дифференциации габброидной магмы – бронзититы и вебстериты, отличающиеся повышенной железистостью. Эти породы подверглись антигоритизации и γ -хризотилизации, с которыми связано образование продольноволокнистого хризотил-асбеста. В продольноволокнистом хризотил-асбесте присутствует немалит в количестве до 70%. Последнее совершенно определенно указывает на проявление интенсивного магнезиального метасоматоза, сопровождавшего оруденение.

Вернемся к характеристике месторождений баженовского типа.

В ходе серпентинизации гипербазитов выносятся кремнезем и магний, причем миграция магния происходит в больших масштабах. Если в первичных гарцбургитах отношение оснований к кремнезему (в молекулярном выражении) составляет около 1,7–1,8 (10–15% виртуального энстатита), то в серпентинитах по этим гарцбургитам количество виртуального энстатита составляет 25–35%, а указанное отношение понижается до 1,5–1,65. К.К.Золоев (1969), проделавший большую обобщающую работу по изучению химизма асбестоносных гипербазитов и баланса компонентов в гарцбургитах, пришел к выводу, что в ходе серпентинизации происходит вынос вещества и первоначальное соотношение компонентов при этом нарушается.

Обычно как один из основных критериев при поисках месторождений хризотил-асбеста выдвигается необходимость выявления внутри массивов разломов, являющихся каналами, по которым поступали асбестообразующие растворы. Это так. Но практического проку в таком критерии мало: во-первых, разломы существуют во всех массивах и далеко не всегда являются рудоконтролирующими даже в асбестоносных массивах; во-вторых, обнаружение их – дело сложное, по крайней мере по обнажениям. Геологи, выдвигающие этот поисковый признак, не дают признаков обнаружения разломов и указаний на то, что эти разломы имеют отношение к асбестообразованию. Разломы, фиксируемые антигоритизацией, служат отрицательным признаком для обнаружения хризотил-асбестового оруденения. Если массив асбестоносен, то достаточно установления в его пределах β -лизардитового состава серпентинитов, даже без признаков асбеста и хризотила, чтобы положительно оценить возможность обнаружения в нем хризотил-асбеста. Такие безрудные β -лизардитовые серпентиниты как раз обычно располагаются в зонах разломов. Зоны разломов приобретают практическое значение уже после обнаружения асбестового оруденения для его оконтуривания и прослеживания.

Общая особенность хризотил-асбестизации баженовского типа – увеличение густоты жил от краевых частей "ядер" к периферии асбестоносной залежи. Это связано с условиями пространственного положения степени раздробленности гарцбургитов. В этом несомненно важное значение имеют тектонические напряжения и первичная ранняя серпентинизация. В формировании трещин, заполняемых асбестом, значительную роль играют контракционные явления (Татарinov, 1967). Серпентинизация как процесс гидратации усиливает разогрев пород под действием тепла, подводимого растворами, что приводит к некоторому увеличению объема пород. С падением температуры происходит уменьшение объема и возникновение контракционных трещин. Роль контракционных явлений в образовании трещин, заполняемых хризотил-асбестом, – ведущая в формировании лабинского подтипа. Этот подтип в генетическом отношении аналогичен сложным отороченным жилам и зоне мелкопрожила и просечек в баженовском подтипе. Жилы асбеста здесь заполняют систему трещин в β -лизардитовых серпентинитах. Таким образом, лабинский подтип не имеет самостоятельного генетического положения, однако его выделение целесообразно с точки зрения характеристики формы и масштабов оруденения.

Некоторым своеобразием отличается формирование сложных жил хризотил-асбеста, образующихся вдоль протяженных линейных трещин или вокруг мелких гарцбургитовых ядер. Хризотил-асбест в них находится среди β -лизардитовых серпентинитов. Вокруг сложных жил располагается оторочка, представленная β -хризотил-овыми серпентинитами. Процесс формирования сложных жил идет в ранние стадии

развивающейся по ослабленным направлениям β -лизардитизации, опережающей общий фронт, распространяющийся от разлома. Таким образом, сложные жилы ко времени массового образования хризотил-асбеста оказываются уже сформированными. Более ранний возраст сложных жил достаточно наглядно выражен в Молодежном месторождении, где простые жилы секут сложные. Из сказанного следует, что месторождения, в которых значительно (или преобладающе) распространены сложные жилы асбеста, окружающие мелкие ядра гарцбургитов, могут на глубину смениться более богатым и качественным оруденением. К таким месторождениям, например, относятся Актотракское (Тува) и Останинское (Урал). Растворы в ходе серпентинизации выносят значительное количество вещества, что приводит к сокращению объема пород (Еремеев и др., 1959). Однако этот процесс не следует противопоставлять явлениям тепловой контракции. Наоборот, они действуют в одном направлении — создании трещин, будущего вместилища хризотил-асбеста.

Таким образом, в формировании трещин, выполняемых хризотил-асбестом, участвуют главным образом четыре фактора: 1) степень жесткости пород, определяющаяся интенсивностью проявления ранней серпентинизации, 2) тектонические процессы, приводящие к дроблению пород, 3) уменьшение объема пород за счет выноса вещества в ходе серпентинизации и 4) контракционные явления.

В ряде месторождений замечено, что жилы хризотил-асбеста "избегают" тела серпентинизированных дунитов, находящихся среди гарцбургитов. Некоторые геологи (К.К.Золоев, Г.Д.Дыбков и др.) склонны это объяснять существенной разницей в составе субстрата и хризотил-асбеста. Однако известно немало случаев, когда жилы хризотил-асбеста находятся в дунитах [Киембаи, Шабани, Матесон (шт. Онтарио) и др.]. В связи со сказанным уместно привести наблюдение В.В.Аршинова и Б.Я.Меренкова (1930) в Красноуральском месторождении. Здесь отороченные жилы в гарцбургитах, не меняя своего направления и мощности, переходят в дуниты, где, однако, оторочка исчезает. Причина заключается в том, что дунитовые тела были полностью серпентинизированы, в то время как вмещающие гарцбургиты относительно свежие. Оторочки образуются, когда асбестовые жилы залегают среди слабо серпентинизированных пород. Мы считаем, что разное отношение серпентинизированных дунитов к асбестизации объясняется отличием и изменчивостью характера их серпентинизации по сравнению с характером серпентинизации вмещающих гарцбургитов, а следовательно, и различиями в механических свойствах (формирование трещин). А это в свою очередь обусловлено иной генетической природой дунитов, ранняя серпентинизация в которых автометаморфическая (Варлаков, 1966г).

Отметим также факт из данных Р.В.Колбанцева, который установил, что в Актотракском месторождении асбестовые зоны, сходные с баженовским типом, окружают ядро безрудных хризотил-асбестовых аподунитовых серпентинитов, не несущих асбестового оруденения. Вокруг ядра аподунитовых хризотил-асбестовых серпентинитов находятся серпентинизированные гарцбургиты с проявлением хризотилизации около простых и сложных отороченных жил. Намечается общая схема: краевые (приразломные) части асбестоносных тел сложены лизардитовыми серпентинитами, постепенно переходящими через зону дробленых гарцбургитов с проявлением хризотилизации к слабо серпентинизированному ядру с хризотилизацией вдоль отороченных жил. Однако обычного безрудного ядра со слабой серпентинизацией здесь не наблюдается, и его место занимают β -хризотил-асбестовые аподунитовые серпентиниты. Этим подчеркивается смена β -лизардитизации β -хризотилизацией, являющейся передовым фронтом аллометаморфического процесса, с которым связано асбестообразование. Но, с другой стороны, из указанного факта вытекает вывод о том, что дуниты иначе реагируют на процессы асбестообразования, чем вмещающие породы, вследствие иного характера ранней, предшествующей аллометаморфизму серпентинизации.

Эмпирически установленный факт развития β -хризотилизации на фронте β -лизардитизации и связанного с ними образования месторождений хризотил-асбеста баженовского подтипа не вызывает сомнений. Так же твердо установлен факт отсутствия месторождений хризотил-асбеста при прочих равных условиях при процессах антигортитизации. Однако теоретическая сторона этого вопроса пока не совсем ясна. Можно только высказать мысль, что по мере развития антигортитизации не происходит повышения щелочности растворов, что необходимо для возникнове-

ния хризотил-асбеста. В асбестоносных массивах антигоритизация, наблюдаемая на контакте жильных пород, выполняющих разломы, является явно наложенной по отношению к асбестовому оруденению.

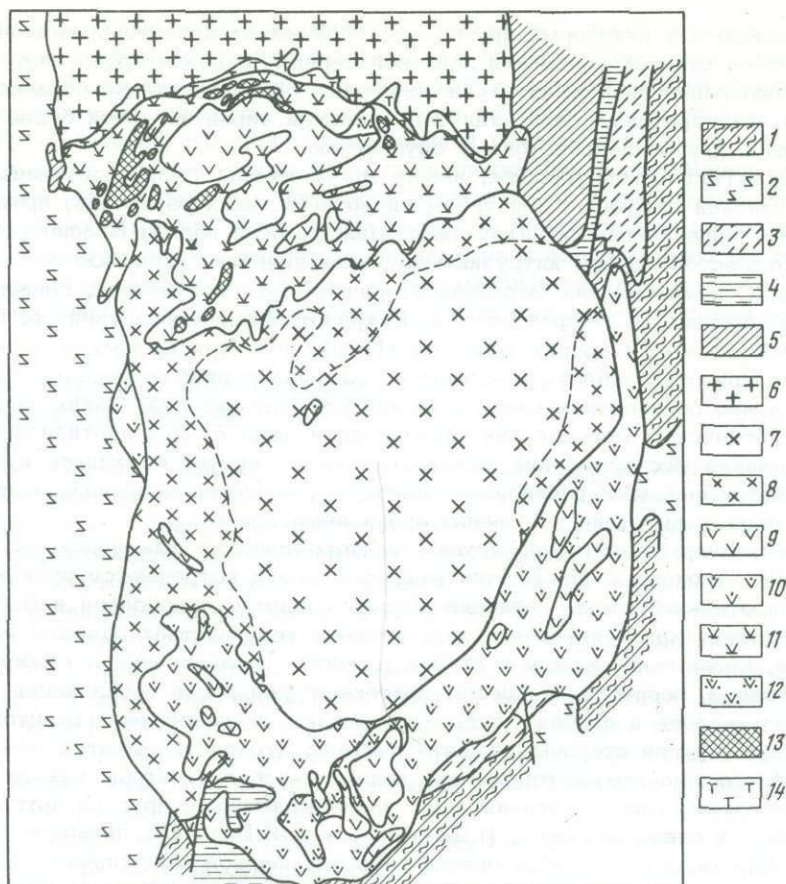
Как уже было отмечено, характер аллометаморфизма, его температура зависят от состава интрузий, с которыми проявляется действие серпентинизирующих растворов. Наибольший объем гидротермальных растворов, как известно, сопровождается кислыми саллическими интрузиями. Поэтому в связи с последними наблюдаются максимальные аллометаморфические изменения. Аллометаморфизм в контактовых зонах интрузий выражается в отальковании и карбонатизации, протекающих в условиях привноса кремния и углекислоты. Приконтактовыми, наиболее прогретыми частями ограничивается процесс антигоритизации. При этом возникают сплошные антигоритовые серпентиниты. Значительно большими масштабами характеризуется β -лизардитизация, пространственное положение которой контролируется не контактовыми зонами, а разломами.

Аллометаморфизм, связанный с основными интрузиями, ограничивается узкими приконтактовыми зонами и выражается в β -лизардитизации. Однако, если внедрение основных и умереннокислых интрузий сопровождается гидротермальными растворами, то аллометаморфизм отличается наиболее высокотемпературной серпентинизацией, т.е. антигоритизацией, отличающейся значительными масштабами. Уместно отметить, что вообще высокотемпературный контактовый метаморфизм, как правило, связан не с кислыми, а с умереннокислыми и более основными интрузиями. Этот вопрос разбирался ранее нами (Варлаков, 1967).

Выступает важный, недостаточно подчеркиваемый поисковый признак месторождений в дополнение к условию наличия гранитоидного магматизма. Растворы, вызывающие формирование промышленных месторождений хризотил-асбеста баженовского подтипа, должны иметь сиалическое происхождение. Обычно пространственно месторождения сопряжены с внедрением сиалических гранитоидов и проявлениями гранитизации. Интрузии могут или же быть вскрыты эрозией или быть в удалении от места действия растворов. Некоторые массивы с оруденением баженовского типа располагаются в районах, где отсутствуют проявления кислого магматизма. Это иногда дает повод некоторым геологам отрицать связь асбестового оруденения с аллометаморфизмом. Необходимо принимать во внимание, что кислая магма, отличаясь высокой вязкостью, может кристаллизоваться на глубине. В таких случаях гидротермальные растворы, будучи, естественно, более подвижными, создают лучше выраженную вертикальную зональность, выражающуюся на наблюдаемом эрозионном срезе в широком развитии простых и особенно сложных жил асбеста. Мелкопрожилый тип практически отсутствует, поскольку процессы β -лизардитизации проявляются здесь слабо (фронт β -лизардитизации скрыт на глубине). Зато более интенсивно развита β -хризотилизация. Типичным примером является Останинский массив, в меньшей мере - Актювракский массив, вскрытый на большую глубину.

Прямым указанием на проявление гидротермальных процессов, связанных с кислым магматизмом, являются оталькование и особенно лиственитизация. Таковы рудоносные массивы Молодежный, Актювракский, Останинский, Ильчерский и др.

Ярким и наглядным примером, показывающим роль состава гранитоидов на формирование промышленных месторождений хризотил-асбеста, является Кiemбайский дунит-гарцбургитовый массив. С ним связано одноименное месторождение хризотил-асбеста, занимающее по запасам волокна третье место в Союзе. Кiemбайский массив, представляя одну интрузию, разделен Верхне-Кiemбайским диоритовым массивом на две части: Северную и Южную (фиг. 9). Диоритовый массив по геолого-геофизическим данным погружается под Южно-Кiemбайский массив гипербазитов, который, хотя содержит крупные ядра слабо α -лизардитизированных дунит-гарцбургитов, интенсивно антигоритизирован. β -Лизардитизация почти не проявилась, и в этом массиве практически отсутствует хризотил-асбестовое оруденение. Высокотемпературный аллометаморфизм (антигоритизация) здесь несомненно связан с Верхне-Кiemбайской диоритовой интрузией, имеющей в центре состав, близкий к составу гранодиоритов. Эта же интрузия оказала влияние на Северо-Кiemбайский массив, но значительно слабее. Воздействие выразилось в образовании микроантигорита в сопровождении с бруситом. Однако первичные минералы, как и отдельные блоки слабо серпентинизированных пород, здесь сохранились. Непо-



Фиг. 9. Схематическая геологическая карта Киембайского массива (по И.И.Никитину, А.П.Степанову, В.Ф.Синельникову с изменениями автора)

1 - углисто-кварцевые песчаники и филлитовидные сланцы нижнего карбона; 2 - порфириды, туффиты и альбитофиры с прослоями кремнистых сланцев среднего девона; 3 - диабазовые порфириды и туффиты нижнего девона; 4 - кварцево-серцитовые сланцы и зеленые сланцы нижнего палеозоя; 5 - гнейсы и кварциты верхнего протерозоя; 6 - граниты Акжарской интрузии; 7 - диориты; 8 - кварцевые диориты и гранодиориты; 9 - серпентизированные гарцбургиты; 10 - антигоритовые серпентиниты по гарцбургитам и дунитам; 11 - α -лизардитовые серпентиниты, участками с микроантигоритом и бруситом по гарцбургитам и дунитам; 12 - брусит-антигоритовые серпентиниты; 13 - асбестоносные зоны; 14 - оталькованные серпентиниты

средственно с севера к Северо-Киембайскому дунит-гарцбургитовому массиву примыкает более молодая интрузия акжарских гранитов, состав которых отвечает составам типично кислых представителей этого семейства. Массовая β -лизардитизация, связанная с растворами этих гранитов, наложенная на частично ранее микроантигоритизированные и бруситизированные дунит-гарцбургиты, привела к формированию β -лизардитовых серпентинитов и связанных с ними (при прочих благоприятных условиях) хризотил-асбестовых месторождений.

В значительной мере мы здесь имеем аналогию с Баженовским массивом, подвергшимся антигоритизации под воздействием габбровой интрузии, до внедрения сиалических гидротермальных растворов, с которыми связана β -лизардитизация и асбестообразование.

Таким образом, выступает важный признак: асбестообразование баженовского типа отмечается под действием растворов сиалического происхождения. Однако во многих случаях связь β -лизардитизации и образования хризотил-асбеста с определенными более молодыми интрузиями не устанавливается.

На Баженовском и некоторых других месторождениях асбестообразование иногда связывают со стадией внедрения дайковой серии. Но дайки производят перекристаллизацию ранее возникших β -лизардитовых серпентинитов с образованием на их месте антигоритовых серпентинитов. Жильная серия является более поздней по отношению к хризотил-асбестовому оруденению.

В Восточно-Тагильском массиве, например, массовая β -лизардитизация с β -хризотилизацией связана с действием гидротермальных растворов, проявившихся вне связи с определенными интрузиями. Находящиеся вблизи Красноуральского и Луковского месторождений интрузии кварцевых диоритов являются послехризотилорудными. С ними связана массовая вторичная антигоритизация, приводящая к перекристаллизации β -лизардитовых и β -хризотилитовых серпентинитов. Согласно данным К.К.Золоева и других геологов (1970), при этих процессах возникшие ранее залежи хризотил-асбеста исчезают. С жильной серией указанных интрузий, очевидно, связано образование месторождений режикит-асбеста. Таким образом, в Восточно-Тагильском массиве как β -лизардитизацию с β -хризотилизацией, так и образование месторождений хризотил-асбеста следует связывать с сиалическими гидротермальными растворами, непосредственно не сопровождавшимися внедрением кислых интрузий на данном эрозионном срезе.

Подобное явление свойственно другим месторождениям: Баженовскому, Актювракскому, Ильчерскому и др. В этих месторождениях встречаются рудные участки с ломким хризотил-асбестом. Согласно исследованиям Н.Д.Соболева и В.Я.Волочаева (1966), ломкий хризотил-асбест образуется в тех участках залежей нормального асбеста, которые находятся в районе развития оталькования и карбонатизации. Иначе говоря, последние процессы протекают уже после образования хризотил-асбеста. Оталькование и карбонатизацию связывают с внедрением гранитоидных интрузий. Но, с другой стороны, принято считать, что растворы этих же интрузий приводят к формированию месторождений хризотил-асбеста. Чтобы как-то увязать указанное несоответствие сочетания двух накладывающихся друг на друга процессов, вызываемых одной причиной, Н.Д.Соболев и В.Я.Волочаев приводят такое объяснение: "По мере расширения ореола гидротермальной деятельности расширяется фронт серпентинизации ультраосновных пород и асбестообразование. При этом ранее сформировавшиеся жилы хризотил-асбеста, расположенные ближе к источнику гидротермальных растворов (гранитному массиву или его апофизам в ультраосновной массив), переходят в ломкие разновидности. Еще ближе к гранитоиду змеевик замещаются тальк-карбонатными породами, а жилы хризотил-асбеста в них замещаются псевдоморфозами по асбесту талька, карбоната и магнезита". Таким образом, указанные авторы рассматривают серпентинизацию, асбестообразование, оталькование и карбонатизацию как последовательно развивающийся единый ряд процессов одного гидротермального этапа под действием одной гранитоидной интрузии. С таким объяснением трудно согласиться. Процессы β -лизардитизации, β -хризотилизации и образование хризотил-асбеста, с одной стороны, и оталькование и карбонатизация, с другой, связаны с разными структурами и пространственно разобщены. β -Лизардитизация и образование хризотил-асбеста контролируются разломами, ограничивающими блоки гарцбургитов, а процессы оталькования наблюдаются в контактовых зонах гранитоидов. Жильная серия, с которой может быть связано оталькование, внедряется уже после β -лизардитизации.

β -Лизардитовые серпентиниты на Баженовском месторождении на контакте с дайками подвергаются перекристаллизации (антигоритовой) в узкой зоне мощностью 0,2-1,0 м. Затем надо учитывать, что оталькование серпентинитов - процесс прогрессивный, а образование асбеста отвечает регрессивной стадии. Следовательно, если эти процессы отвечают единому гидротермальному этапу, то оталькование не может накладываться на асбестообразование.

Итак, в описываемых примерах β -лизардитизация и асбестообразование происходят до процессов, заведомо генетически связанных с внедрением гранитоидов, или следует допустить (что вполне вероятно) развитие оталькования под действием растворов, проникавших позднее внедрения гранитоидов. Необходимо также иметь в виду, что в районе многих асбестоносных массивов гранитоидный магматизм многофазен. В частности около Баженовского массива гранитоиды представлены плагiogранитами, диоритами и гранитизированными породами. Сог-

ласно последним данным А.Н.Мардиросьяна, вдоль восточного контакта Баженовского массива располагаются плагиограниты и диориты Рефтинского массива, который формировался при гранитизации интрузий среднего и основного составов. По-видимому, нужно признать, что во многих массивах β -лизардитизация и асбестообразование не имеют непосредственной генетической связи с гранитоидными интрузиями, обычно предшествуя становлению последних. Явная связь с гранитоидами наблюдается для процессов оталькования и карбонатизации, являющихся, как было отмечено выше, более поздними по отношению к орудению. Очевидно, гидротермальные растворы, приводящие к формированию месторождений хризотил-асбеста, поступают из того же магматического очага, где генерируется гранитоидная магма, и проникают в сферу своего действия, опережая интрузии.

Выводы и критерии асбестоносности гипербазитовых массивов

1. Самый общий и главный фактор, определяющий формирование поперечно-локнистого хризотил-асбеста, состоит в том, что его месторождения образуются на заключительных стадиях среднетемпературного аллометаморфического процесса - β -лизардитизации, когда повышается щелочность растворов (рН более 7-8), путем отложения в открытых трещинах. Остальные факторы сказываются на масштабах и морфологических типах хризотил-асбестового орудения.

2. Месторождения хризотил-асбеста баженовского типа образуются под действием гидротермальных растворов сиалического происхождения, связанных с гранитоидными интрузиями парагенетически. Наличие на поверхности сиалических гранитоидов не обязательно, поскольку из-за низкой подвижности их магмы они могут быть скрыты на глубине. Сиалические гидротермальные растворы и сиалические граниты связаны между собой как следствия одной причины - развития магматического очага в сиалическом слое.

Гарцбургитовые массивы в пределах поясов, где отсутствует сиалический магматизм, даже при наличии обильных гранитоидных интрузий (базальтоидного происхождения) бесперспективны. В них может быть обнаружен лишь лабинский тип асбеста.

3. Месторождения хризотил-асбеста могут быть сформированы в любых гипербазитах, но статистически (максимум благоприятных условий) они связаны главным образом с гарцбургитовыми массивами гарцбургитовой формации.

Дуниты в гарцбургитах как особые в генетическом, а, следовательно, механическом отношении породы относятся к формированию жил хризотил-асбеста по-разному, поскольку несут отличный от вмещающих гарцбургитов тип серпентинизации. Часто асбестовое орудение их избегает. Гарцбургиты и дуниты габброидной формации в эвгеосинклинальных зонах обычно при аллометаморфических процессах целиком превращены в β -лизардитовые серпентиниты. В этих породах может встречаться только орудение лабинского подтипа. Гипербазиты габброидной формации легко устанавливаются по повышенной железистости ($f = 0,10-0,16$).

4. Формирование жил хризотил-асбеста с разной длиной волокна определяется механическими свойствами породы. Чем более хрупкая порода (т.е. чем меньше степень серпентинизации), тем мощнее жилы асбеста. Поэтому асбестоносные гарцбургитовые массивы должны нести слабую, раннюю, фреатическую серпентинизацию, т.е. быть сложенными максимально свежими породами.

К моменту проникновения в массивы аллометаморфических растворов необходима предварительная тектоническая подготовка, выражающаяся в расчленении массива на блоки и дроблении периферических частей последних. Образованию мелких трещин в серпентинитах - будущих вместилищ хризотил-асбеста - способствуют контракционные явления.

5. Аллометаморфические растворы, с которыми связано асбестовое орудение, относятся к среднетемпературному типу и вызывают β -лизардитизацию, развивающуюся в стороны от разломов, сменяясь β -хризотилизацией. Массивы с блоками слабо серпентинизированных гарцбургитов, заключенных среди антигоритовых серпентинитов, бесперспективны. То же самое относится к гарцбургитам, подвергшимся только низкотемпературной (фреатической) α -лизардитизации, даже если среди них присутствуют "ядра" слабо серпентинизированных пород.

Перспективными на асбестовое оруденение баженовского подтипа являются массивы с блоками гарцбургитов, окруженных β -лизардитовыми серпентинитами. β -Хризотилловые серпентиниты заметно развиты только в апикальных частях массивов, несущих асбестовое оруденение. γ -Хризотилизация, наблюдающаяся в зонах расщепления лизардитовых серпентинитов, к оруденению не имеет отношения.

Таким образом, β -лизардитизация (и β -лизардитовые серпентиниты) – благоприятный признак, а антигоритизация (и антигоритовые серпентиниты) – отрицательный признак на хризотил-асбестовое оруденение.

6. Для большинства массивов с месторождениями хризотил-асбеста баженовского типа устанавливается многофазный характер процессов серпентинизации, протекающих в следующей последовательности: а) фреатическая частичная α -лизардитизация, относящаяся к периоду кристаллизации гарцбургитовой интрузии, б) частичная первичная антигоритизация, связанная с гидротермальными растворами, сопровождавшими внедрение основных и умереннокислых интрузий, в) β -лизардитизация, β -хризотилизация и образование хризотил-асбеста, относящиеся к единому этапу, вызываемому сиалическими гидротермальными растворами, действие которых предшествует внедрению кислых или умереннокислых интрузий, имеющих, однако, общий источник, г) локальная приконтактная антигоритизация типа перекристаллизации, оталькование и карбонатизация, связанные с растворами, поступавшими после внедрения наиболее молодых гранитоидных интрузий и сопутствующей дайковой серии.

7. Для надежной промышленной прогнозной оценки месторождений хризотил-асбеста баженовского типа обычно достаточно знания геологического строения района и изучения шлифов гипербазитов.

Литература

- Андреев Ю.К., Волчек И.И., Еремеев В.П., Петров В.П., Токмаков П.П. Асбестоносность СССР. – В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VI. Изд-во АН СССР, 1962.
- Артемов В.Р. Минералогия месторождений хризотил-асбеста. Описание разновидностей серпентина. – В кн. "Месторождения хризотил-асбеста в СССР". Изд-во "Недра", 1967.
- Артемов В.Р., Кузнецова В.Н. Основные закономерности размещения залежей хризотил-асбеста в Кiemбайском асбестоносном поле. – В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VI. Изд-во АН СССР, 1962.
- Артемов В.Р., Ковалев Г.А., Кузнецова В.Н. Лизардит в перидотитах, дунитах и серпентинитах. – Записки Всес. мин. об-ва, 1964, ч. 93, вып. 3.
- Артемов В.Р., Кузнецова В.Н. Метасоматические изменения гипербазитов при серпентинизации. – В кн. "Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании". Изд-во "Недра", 1966.
- Артемов В.Р., Ковалев Г.А. Классификация и общие замечания о минералогии серпентинитов. – В кн. "Месторождения хризотил-асбеста в СССР". Изд-во "Недра", 1967.
- Артемов В.Р., Кузнецова В.Н. Кiemбайское месторождение. – В кн. "Месторождения хризотил-асбеста в СССР". Изд-во "Недра", 1967.
- Артемов В.Р., Татаринov П.М. Состояние сырьевой базы и пути дальнейшего ее расширения. – В кн. "Месторождения хризотил-асбеста в СССР". Изд-во "Недра", 1967.
- Аршинов В.В., Меренков Б.Я. Красноуральское месторождение хризотил-асбеста (Средний Урал). – Труды Ин-та прикладной минералогии, вып. 45. М., 1930.
- Варлаков А.С. О серпентинизации гипербазитов. – В кн. "Материалы ко II конференции по околорудному метасоматозу". Л., 1966г.
- Варлаков А.С. Роль оливинизации в формировании дунитов Урала. – Там же, 1966г.
- Варлаков А.С. Метаморфизм в связи с диабазами в районе Бакальского рудного поля. Изд-во "Недра", 1967.
- Дыбков В.Ф. Факторы, контролирующие оруденение в Баженовском асбестоносном районе, и вопросы поисков слепых залежей хризотил-асбеста. – В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VI. Изд-во АН СССР, 1962.
- Еремеев В.П., Меренков Б.Я., Петров В.П., Соколова А.А. Хризотил-асбестовые месторождения как одна из форм контактового воздействия гранитоидов на ультраосновные породы. – Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 31.
- Золотов К.К. Геологические условия размещения асбестоносных полей Урала. – В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VI. Изд-во АН СССР, 1962.

- Золоев К.К. Особенности вещественного состава асбестоносных гипербазитов. - Труды II Уральского петрогр. сов., т. II Свердловск, 1969.
- Золоев К.К., Шмайна М.Я., Бахтиярова З.В., Медведева Т.Н. Особенности геологического строения и вещественный состав гипербазитов южной части Восточно-Тагильского массива в связи с изучением его асбестоносности. - Труды I Уральского конф. молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1970.
- Корыткова Э.Н., Макарова Т.А. Экспериментальное изучение процесса серпентинизации оливина. - Докл. АН СССР, 1971, 196, № 4.
- Мардиросьян А.К. К вопросу о зональности Баженовского асбестоносного поля. - Труды I Уральского конф. молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1970.
- Меренков Б.Я. Генезис хризотил-асбеста. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 22.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд-во АН СССР, 1958.
- Соболев Н.Д. Ультраосновные породы и связанные с ними полезные ископаемые. - В кн. "Исследование минерального сырья". Госгеолтехиздат, 1955.
- Соболев Н.Д., Волочаев В.Я. Петрография и генезис месторождений ломкого хризотил-асбеста. Изд-во "Недра", 1966.
- Судилковский Г.Н. Некоторые закономерности изменения химизма ультрабазитов при серпентинизации (на примере Баженовского месторождения хризотил-асбеста). - Труды II Уральского петрогр. сов. Свердловск, 1969.
- Судилковский Г.Н. К вопросу о происхождении зональности месторождений асбеста. - Труды I Уральского конф. молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1970.
- Татаринов П.М. К методике поисков и разведок месторождений хризотил-асбеста. Гос. геол.-развед. изд-во, 1932.
- Татаринов П.М. Поисковые критерии и признаки для месторождений хризотил-асбеста. - Записки ЛГИ, 1948, 22.
- Татаринов П.М. Генетические типы месторождений хризотил-асбеста. - В кн. "Месторождения хризотил-асбеста в СССР". Изд-во "Недра", 1967.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПОЗИЦИЙ УРАЛЬСКИХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА

В формировании и размещении месторождений хризотил-асбеста Урала представляют интерес региональные и локальные особенности геологических позиций участков асбестовой минерализации. Их знание, по нашему мнению, позволит лучше понять специфику тектонических условий формирования скоплений хризотил-асбеста и выявить некоторые косвенные признаки, которые можно было бы использовать для целей прогнозирования и поисков асбестовых месторождений.

Известно, что промышленные скопления хризотил-асбеста, связанные с ультраосновными породами, формируются в гипербазитах перидотитовой формации, характеризующихся незавершенностью процесса серпентинизации (Татаринов, 1948). Асбестообразование нередко рассматривается как результат низкотемпературного метаморфизма ультраосновных пород под влиянием гранитов. Месторождения хризотил-асбеста баженовского типа на Урале приурочены к региональным прогибам, к мегасинклиналиям и синклиналиям. Рудоконтролирующие структуры представляют собой крупные зоны разломов (Золоев, 1962).

Довольно четкой является связь асбестоносных гипербазитовых массивов Урала с его господствующими меридиональными структурами — глубинными разломами. А в каком отношении находятся упомянутые месторождения к поперечным структурам Урала, которые с каждым годом начинают привлекать все большее внимание исследователей? Автор в своих работах (1963, 1964₁₋₂, 1969) развивает идеи о поперечной поясности Урала, о связях различных месторождений полезных ископаемых с широтными структурами складчатой области (скрытыми разломами, зонами повышенной трещиноватости и другими), осложняющими господствующие меридиональные структуры. Так, автором (1963) выделены широтные провинции и регионы Урала, характеризующиеся своими металлогеническими и минералогеохимическими особенностями. Пространственное размещение месторождений хризотил-асбеста и асбестов другого состава хорошо подчеркивает упомянутую поясность. Так, если мы посмотрим на схему асбестоносности Урала, составленную К.К.Золоевым (1962), то увидим, как значительная часть месторождений асбестов тяготеет к Нижне-Тагильскому и Свердловскому регионам Средне-Уральской провинции, которые тем самым выступают как асбестоносные территории Урала.

На локализацию упомянутых месторождений полезных ископаемых оказали влияние скрытые широтные разломы, поперечные зоны повышенной трещиноватости. Его проявление имеет свое морфологическое выражение, заключающееся в нахождении месторождений в пределах одних и тех же обособленных широтных зон, на широтных и субширотных линиях, что названо нами широтным соответствием. В таком соотношении на поперечных линиях (широтных или субширотных) как раз находятся многие уральские месторождения асбеста различного состава, в том числе и хризотилового. Это можно видеть в Нижне-Тагильском и отчасти Свердловском регионах Средне-Уральской провинции. В широтном соответствии на Южном Урале находятся месторождения Успенское и Казановское, Брединское и Джетыгаринское и некоторые другие.

На Урале широко распространены дайковые зоны повышенной трещиноватости различного простираения, с которыми в той или иной связи находятся многие эндогенные и экзогенные месторождения. Влияние этих зон на локализацию хризотил-асбеста четко проявилось на Баженовском, Джетыгаринском и некоторых других месторождениях. В приуроченности эндогенных и экзогенных месторождений к тектоническим узлам различного вида и масштабов заключается одна из региональных металлогенических особенностей Урала (Бакиров, 1965).

В этом отношении не представляют исключения и месторождения хризотил-асбеста.

В первом Баженовском гипербазитовом массиве четко выражена субмеридиональная дайковая зона повышенной трещиноватости, осложненная северо-западными и широтными дизъюнктивными нарушениями. Район месторождения находится на развилке структур север-северо-восточного, север-северо-западного и северо-западного простираения. Осложняющие субширотные структуры достаточно четко фик-

сируются и в пределах Джетыгаринского гипербазитового массива, что также подчеркивается особенностями геологического строения района, примыкающего с запада к массиву (нарушения и границы геологических тел широтной ориентировки). На пересечении субмеридиональной и субширотной дайковых зон повышенной трещиноватости находится наиболее крупная Главная залежь хризотил-асбеста Киёмбайского месторождения. Узловой характер локализации асбестоносных участков проявляется и на более мелких месторождениях. За счет осложняющих поперечных структур, оказавших влияние на минерализацию, асбестоносные массивы Урала имеют поясное строение, особенно четко выраженное в Баженовском районе.

Все три крупных промышленных месторождения хризотил-асбеста Урала (Баженовское, Джетыгаринское, Киёмбайское) имеют одну общую структурно-морфологическую особенность. Все они приурочены к участкам клиновидных развилков структур, имеющих южное (Баженовский район) или северное сходжение (Киёмбайский и Джетыгаринский районы). Можно сказать, в первом приближении, что эта особенность отражает специфику тектонических узлов районов асбестоносных гипербазитовых массивов и ее нужно учитывать при прогнозах и поисках.

Обращает на себя внимание неровный характер границ гипербазитов с прорывающими их гранитоидами на упомянутых крупных промышленных месторождениях хризотил-асбеста Урала. При этом кислые породы образуют своеобразные "языки", "выступы", вдающиеся в гипербазиты. Такой картины не наблюдается у неасбестоносных гипербазитовых массивов, соседствующих с гранитами. В этой связи вспомним высказывание П.М. Татаринова, в котором подмечено, что на Баженовском месторождении "резко суженная у гранитного выступа перидотитовая интрузия оказывается особенно насыщенной залежами хризотил-асбеста" (Татаринов, 1948, стр. 21).

Заслуживают внимания различные виды пространственных связей асбестовых месторождений с участками развития других полезных ископаемых. Они наблюдаются, в частности, в пределах Алапаевского гипербазитового массива, где по соседству находятся выходы хромитов и хризотил-асбестов¹. Некоторые широтные пояса Урала выступают в качестве обособленных рудоносных зон, характеризующихся наличием концентраций различных полезных ископаемых. Месторождения хризотил-асбеста - Киёмбайское, Джетыгаринское, Баженовское и Алапаевское - входят в такие зоны. Одна из них включает Киёмбайское месторождение хризотил-асбеста и Бурыктальное месторождение никеля, другая - участки хромитовой, хризотил-асбестовой, амфибол-асбестовой и гипергенно-никелевой минерализации Тагило-Гевьянского и Алапаевского гипербазитовых массивов. В этой связи приобретает важное значение комплексное ведение поисковых работ и на хризотил-асбест в пределах исследуемого гипербазитового массива, и на другие полезные ископаемые в пределах широтных зон, включающих последний.

При прогнозировании и поисках месторождений хризотил-асбеста Урала необходимо учитывать все указанные выше особенности геологических позиций последних в едином комплексе с другими признаками асбестоносности.

Литература

- Бакиров А.Г. Связь рудных образований Урала с его широтными структурами. - Докл. АН СССР, 1963, 149, № 5.
- Бакиров А.Г. Некоторые структурные закономерности локализации гипергенных никелевых месторождений Урала. - Изв. Томского политехн. ин-та, 1964₁, 127, вып. 1.
- Бакиров А.Г. О некоторых закономерностях локализации хромитовых месторождений. - В сб. "Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края", 1964₂, вып. 2.
- Бакиров А.Г. О роли поперечных структур в формировании на Урале участков гипергенной никелевой минерализации. - Изв. Томск. политехн. ин-та, 1969, 165.
- Золотов К.К. Геологические условия размещения асбестоносных полей Урала. - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VI, Изд-во АН СССР, 1962.
- Татаринов П.М. Структура рудного поля Баженовского асбестового района. - Материалы ВСЕГЕИ, 1948, сб. 4.

¹Такая картина наблюдается и на месторождении Квебек в Канаде.

ГИПЕРБАЗИТЫ ТУВЫ И ЗАПАДНОГО САЯНА
И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории Тувы и Западного Саяна весьма широко распространены выходы ультраосновных пород. В настоящее время здесь известно более 100 относительно крупных (от 1 до 180 км²) массивов альпинотипных гипербазитов. Суммарная площадь ультраосновных пород около 1300 км². В других местах Сибири не встречается такого обилия и разнообразия этих интрузий. Весьма характерно, что выходы их приурочены к глубинным тектоническим разломам и образуют ряд крупных гипербазитовых поясов протяженностью от 120 до 600 км. Главнейшими из них на территории Тувы являются: Восточно-Тувинский, Каахемский, Южно-Тувинский и Западно-Тувинский (фиг.). В Западном Саяне массивы ультраосновных пород слагают два крупных пояса, один из которых (северный) известен как Западно-Саянский, или Борусский, другой (южный) – как Куртушубинский. В последнее время Западно-Тувинский гипербазитовый пояс объединяется с Куртушубинским в один Саяно-Тувинский пояс. Гипербазитовые массивы этих поясов, помимо научного геологического интереса, заслуживают большого внимания и с практической стороны, так как с ними связаны месторождения хризотил-асбеста, талька, магнетита и других как неметаллических, так и рудных полезных ископаемых. Большинство гипербазитов указанных выше поясов расположено среди нижне-среднекембрийских эффузивно-осадочных образований. В составе их преобладают перидотиты гарцбургитового состава и их серпентинизированные разновидности. Среди более древних – докембрийских – пород залегают слабо измененные дуниты. По последним данным А.П.Шеглова и Р.Т.Богнибовой (1970), обнаружившим обломки гипербазитов в базальных конгломератах карабулунской свиты среднего кембрия, возраст ультраосновных интрузий Западного Саяна и Тувы относится к нижнему кембрию.

В соседней с Тувой Монголии, по данным В.В.Беззубцева и И.И.Волчка (1963), известны многочисленные гипербазитовые массивы, которые также образуют крупные пояса. Характерно, что и там большинство гипербазитовых массивов располагается в кембрийской эффузивно-осадочной толще, охарактеризованной фауной археоциат, а незначительная часть их находится в толще гнейсов и кристаллических сланцев докембрия.

Асбестизация в Туве и Саянах приурочена не ко всем гипербазитовым массивам, а только к перидотитам гарцбургитового состава, обладающим определенными геолого-структурными факторами, к числу которых, как и ранее нами (Еремеев и др., 1959) отмечалось, относятся: 1) гарцбургитовый состав перидотитов, 2) наличие вблизи них более поздних кислых интрузий типа гранитов, диоритов или близких к ним по составу пород, 3) наличие контракционных трещин в перидотитовом субстрате, вдоль которых и образуются жилы хризотил-асбеста, 4) незавершенность процесса серпентинизации, 5) относительно крупные размеры гипербазитовых тел и др. В последнее время нами (Еремеев, Сибилев, 1971) выявлены дополнительные геохимические факторы, позволяющие отличить асбестоносные гипербазиты, к числу которых относится наличие в составе перидотитов компонентов MgO , SiO_2 и FeO , отношение которых в наибольшей степени приближается к аналогичным отношениям в природном хризотил-асбесте. Коэффициент Mg/Si в потенциальных асбестоносных перидотитах близок к 1,5. Величина M/F обладает значительной дисперсией и равна $9,4 \pm 0,56$. Количество п.п.п. в среднем около 6-7%.

Исходя из прогнозов нахождение хризотил-асбеста среди гипербазитов, остановимся вкратце на геологическом положении гипербазитовых поясов Тувы и Западных Саян и их перспективах на хризотил-асбест.

Восточно-Тувинский гипербазитовый пояс расположен вдоль Монгольской границы и протягивается почти в меридиональном направлении. Гипербазитовые массивы этого пояса залегают среди докембрийских метаморфических пород синийского комплекса, а также мраморов балыктыгхемской свиты. Они сконцентрированы преимущественно в бассейне р. Билин. Ряд массивов обнажается и в Эпмийском районе. Наиболее крупные из них (два) расположены в нижнем течении р. Билин и

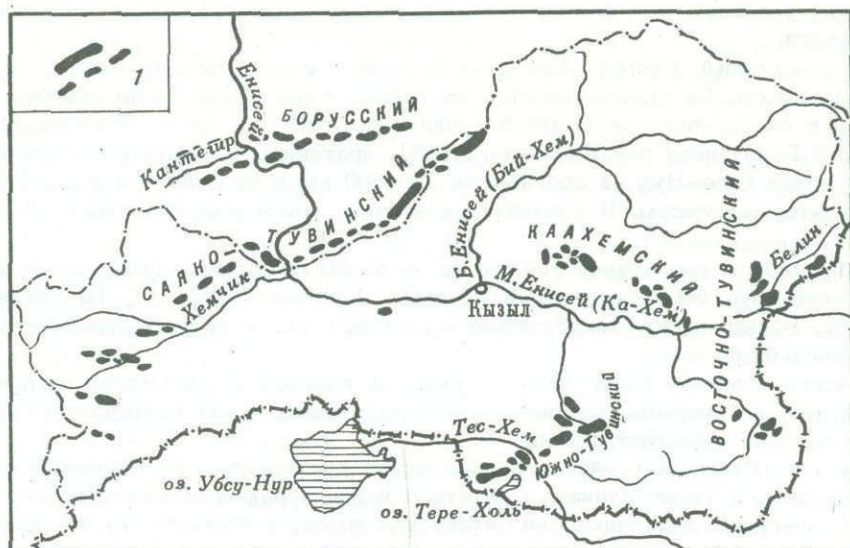


Схема размещения гипербазитовых поясов на территории Тувинской АССР и Западного Саяна

1 - гипербазитовые массивы

каждый из массивов занимает площадь более 20 км². Большая часть гипербазитовых массивов обнажается на территории Монгольской Народной Республики. Массивы гипербазитов Восточно-Тувинского пояса сложены в основном слабо измененными дунитами, в краевых частях которых под воздействием растворов, связанных с более молодыми диоритами и гранитами, обнажаются аподунитовые серпентиниты и тальк-карбонатные породы. Петрографическая характеристика этих массивов и геологические условия их образования нами ранее уже описывались (Еремеев, 1962). Учитывая преимущественно дунитовый состав гипербазитов Восточно-Тувинского пояса, можно полагать, что вряд ли они представляют интерес для обнаружения в них крупных месторождений хризотил-асбеста. Проведенные нами ранее исследования в этом районе также показали отсутствие в них хризотил-асбеста. Небольшие проявления их наблюдались лишь среди серпентинитов района ключа Озерный, но они представляют только минералогический интерес. Поэтому проведение здесь исследований с целью обнаружения промышленных месторождений хризотил-асбеста не рационально. Не рационально проведение и поисков крупных тальковых месторождений, особенно если учесть большую отдаленность от крупных населенных пунктов и неблагоприятные географические условия этой части Тувы.

Каахемский гипербазитовый пояс протягивается в восточном направлении от верховьев р. Тапсы (приток р. Бий-Хем) через вершину правых притоков р. Ка-Хем, рек Хопто и Дерзик, в среднее течение р. Ужеп. Массивы гипербазитов залегают здесь среди кембрийских отложений, образуя в плане узкую прерывистую полосу общей протяженностью 120 км. Большинство массивов сконцентрировано в двух участках: в вершине р. Хопто и в бассейне р. Ужеп. Наиболее крупными из них являются Хоптинский (30 км²) и Ужепский (12 км²) массивы, которые сложены серпентинизированными перидотитами, местами содержащими небольшие тела дунитов. Небольшие асбопроявления имеются на правом берегу р. Ужеп и в верховье р. Хопто, однако крупных промышленных скоплений хризотил-асбеста в этом поясе не обнаружено и вряд ли целесообразны их поиски. Зато большой практический интерес представляют здесь тальковые камни, которые, как показали наши исследования (Еремеев, 1961), образуют собой целый тальконосный бассейн высококачественных тальков. Прямолинейные жилкообразные тела прослеживаются здесь по простиранию до 1500 м при ширине от 10 до 170 м. Эти тальковые образования приурочены к контактам гипербазитов с прорывающими их телами основной интрузии. Месторождение находится в довольно благоприятных

географических условиях, так как расположено недалеко от р. Ка-Хем и хорошей шоссейной дороги.

Южно-Тувинский гипербазитовый пояс имеет длину около 100 км при ширине до 30 км. Он прослеживается из района озера Шаранур на левобережье р. Тес-Хем и в северо-восточном направлении к истокам р. Хадын. Этот же пояс, по данным В.В.Беззубцева и И.И.Волчка (1963), протягивается к югу в сторону Монголии до озера Орук-Нур на протяжении 700–800 км и соединяется с Дзабханским гипербазитовым поясом. В пределах этой части пояса известно около 30 массивов.

В Южно-Тувинском поясе известно также около 30 гипербазитовых массивов. Из них наиболее крупные: Агардагский (40 км²), Улорский (30 км²), Тарлашкинский (24 км²). Большинство гипербазитовых массивов пояса представляют интрузивные факолитоподобные тела.

В поле распространения пород нижнего кембрия гипербазитовые массивы конкордантны, имеют на поверхности линзовидные очертания, среди протерозойских же толщ они нередко образуют штоки.

В составе гипербазитовых массивов чаще всего преобладают обогатенные оливином гардбургиты, а также дуниты. Для этого пояса характерна относительно слабая серпентинизация первичных магматических пород, в особенности дунитов.

Агардагский гипербазитовый массив является одним из крупнейших гипербазитовых массивов Тувы. Он представляет собой конкордантное пластообразное тело, линейно вытянутое в северо-восточном направлении на расстояние 19 км при ширине 2–2,5 км. Падение северного и южного контактов массива север-северо-западное под углами 50–70°. Вмещающие нижнекембрийские породы представлены кварцитами, известняками и основными эффузивами. На северо-западе ультраосновные породы массива интродированы небольшими телами гранитов и гранит-порфиров. Эрозионный срез гипербазитового массива, видимо, неглубокий, о чем свидетельствуют многочисленные остатки кровли на всей его площади. В строении гипербазитового массива участвуют дуниты, перидотиты, серпентиниты и пироксениты. В ряде мест они прорваны дайками габброидов и жильными породами. Краткая петрографическая характеристика этих пород нами ранее уже приводилась (Еремеев и др., 1968).

Вблизи восточного контакта гипербазитового массива в зонах разломов наблюдаются тальк-карбонатные породы в виде линз, вытянутых вдоль хребта. Кроме талька, в них присутствует магнезит, а также кристаллы магнетита и хромшпинели. Ближе к контактам с вмещающими нижнекембрийскими зеленокаменными сланцами серпентиниты переходят в листвениты, которые в виде сравнительно небольшой зоны мощностью около 10 м располагаются вдоль контакта. Эти породы образовались в результате биметасоматического замещения серпентинитов краевой зоны гипербазитового массива. В теле гипербазитового массива присутствуют жильные тела кварцевых диоритов, габбро-диоритов, диабазов и одинитов, а также линзообразные тела хлогранитов, приуроченные к зонам разломов.

В Агардагском массиве хризотил-асбест присутствует только в виде немногочисленных мелких жилок преимущественно в северо-восточной части. Бедность этой интрузии хризотил-асбестом объясняется, с одной стороны, небольшим эрозионным срезом, а с другой – отсутствием поперечных трещин, вдоль которых поступали бы растворы, связанные с более поздними кислыми интрузиями, и которые, помимо прочих геологических факторов, являются одной из причин образования месторождений хризотил-асбеста. Тальковая минерализация также не представляет практического интереса.

Улорский гипербазитовый массив расположен в верховье р. Араскон-Аэтр. Он имеет северо-восточное направление, несколько суживаясь на восток. Площадь его около 28–30 км². В центральной части массив сложен дунитами, которые к краям постепенно переходят в перидотиты. На значительной части его развиты серпентиниты. В эндоконтактных частях массива в серпентинитах вблизи к гранитам наблюдаются зоны рассланцевания, в которых встречаются оталькованные серпентиниты и тальк-карбонатные породы. В западной части массива присутствуют зоны мелкопрожила, которые имеют ширину от 20 до 30 см и протягивают-

ся на 2-4 м. Мощность асбестовых прожилков обычно 1-2 мм, иногда достигает 3-6 мм. Прожилки имеют поперечное строение. Из полезных ископаемых, связанных с Улорским массивом, наибольший интерес представляют тальки, которые здесь широко распространены; однако их географическое расположение не весьма благоприятно.

Наиболее крупным хризотил-асбестовым оруденением этого пояса является Кускунугское, которое приурочено к ультраосновному массиву, имеющему линзообразную залежь длиной более 2 км и шириной около 300 м. Оно расположено в 25 км к востоку от пос. Самагалтай в месте слияния составляющих р. Улуг-Кускунуг-Хем. Асбестоносный участок располагается в пределах центральной наиболее расширенной части Кускунугского массива. За пределами асбестоносного участка в серпентинитах наблюдаются только единичные, беспорядочно ориентированные прожилки хризотил-асбеста мощностью 1-2 мм. В пределах участка с промышленным содержанием асбеста прожилки его имеют мощность от 0,2-0,5 до 20-30 мм. На участке выделяются два основных типа хризотил-асбеста: сложные отороченные и единичные простые жилы. По длине волокна асбест Кускунугского месторождения принадлежит в большей своей части к сортам шиферно-картонно-бумажной группы (от 2 до 9 мм), в меньшем количестве (до 10%) - к текстильным и строительным сортам. Содержание волокна в рудах колеблется от 4 до 7-8%. Наиболее богатой по содержанию волокна в горной массе является северо-западная часть залежи. Юго-восточный участок асбестоносной площади заметно более беден, но и здесь содержание не падает ниже 1,9%, Кускунугское месторождение характеризуется сравнительно благоприятным экономическим положением. Оно расположено в 6-8 км от автомобильной дороги и в 160 км от г. Кызыла.

Саяно-Тувинский гипербазитовый пояс является одним из крупнейших гипербазитовых поясов Алтае-Саянской провинции. Он протягивается на расстояние около 600 км. Начиная от бассейна р. Хемчик (Западная Тува), он продолжается вдоль Куртушубинского хребта на северо-восток и юго-запад в сторону Монголии, соединяясь в районе рек Алаш и Барлык с Цаганшибэтинским гипербазитовым поясом Монголии, который, по данным В.В.Беззубцева и И.И.Волчка (1963), протягивается на расстояние не менее 200-300 км. Массивы их залегают в среднекембрийских эффузивно-осадочных породах. Структурное положение гипербазитов этого пояса, как и других поясов, определяется связью их с региональным разломом, который контролировал внедрение гипербазитовых и габбровых интрузий. От главного контролирующего разлома отходят оперяющие трещины, вдоль которых также расположены более мелкие тела.

В западной части этого пояса - в Химчикской зоне - известно Актотракское месторождение хризотил-асбеста, которое в настоящее время эксплуатируется. Описанию его посвящен ряд статей (Татаринов и др., 1934; Еремеев, 1959, 1960, 1962; Татаринов, Еремеев, 1967), которые дают достаточно полное представление о нем. К этому же массиву в урочище Эдыгей приурочены крупные залежи талькитов, которые могут иметь практический интерес.

К западу от Актотрака расположен Кодейский гипербазитовый массив, длина которого около 19 км, а ширина в среднем 0,7 км. Площадь всего гипербазитового пояса более 13 км². В плане массив представляет собой линейно вытянутое пластообразное тело, ориентированное в широтном направлении. Петрографический состав массива сложный и представлен дунитами, перидотитами, пироксенитами и серпентинитами. Вся центральная часть массива сложена гарцбургитами и алогарцбургитовыми серпентинитами. Массив рассечен дайками габбро.

Месторождение сложено в основном двумя асбестоносными зонами: 1) зоной простых и сложных отороченных жил и 2) зоной мелкосетчатого асбеста.

Хризотил-асбест образует жилки поперечно-волокнистого строения с длиной волокна от долей миллиметра до 50-60 мм. Качество волокна не уступает Актотракскому. Месторождение в общем изучено недостаточно и несомненно заслуживает к себе внимание, в особенности как месторождение, богатое текстильными разновидностями.

Наиболее крупные гипербазитовые тела в Саяно-Тувинской зоне расположены в Саянской части - в зоне Куртушубинского хребта. Главнейшее из них - Иджимский плутон - прослеживается от верховья р. Синтерба до р. Коярд на протяже-

нии 60 км при средней ширине 3 км и максимальной — 8 км. Площадь этого плутона 180 км². Всяческое крыло интрузива сложено в основном более молодыми габброидами и частично терригенными отложениями аласугской свиты среднего-верхнего кембрия. Границей между этой свитой и гипербазитами служит разлом. Лежащий бок интрузива представлен спилит-диабазовой формацией раннего кембрия, претерпевшей метаморфизм в хлоритовой фации. На всем своем протяжении он имеет также тектонический характер. В ряде мест (как Иджимского плутона, так и Актоврацкого массива) в контактах с кембрийскими эффузивно-осадочными породами встречаются серпентинитовые брекчии, сложенные преимущественно угловатыми обломками серпентинитов, содержащих иногда и обломки с жилками хризотил-асбеста. Цементирует эти обломки мелкозернистый серпентинит, содержащий в промежутках карбонатные образования. Контакты гипербазитовых брекчий с вмещающими породами имеют гладкие, местами зеркальные поверхности. Серпентиниты вдоль контакта обычно рассланцованы.

Все это наводит на мысль о том, что крупные гипербазитовые тела этого пояса образовались, по-видимому, на более глубоких горизонтах и были выжаты в приповерхностные условия в уже затвердевшем состоянии в результате тектонических подвижек. Иджимский плутон первоначально единый, сейчас разбит поперечными нарушениями на три блока, претерпевших дифференциальные поднятия с расположением их на разных эрозионных уровнях по отношению друг к другу: Северный — Орешский, Центральный — Омусьский — и Южный — Иджимский. Северный — характеризуется наибольшим эрозионным срезом по сравнению с другими частями плутона; Центральный — более низкий, а Южный занимает промежуточное положение.

В Северном блоке ультраосновные породы обладают отчетливой полосчатостью, которая выражается в многократном чередовании дунитов и гарцбургитов. Выделяются следующие два главнейших типа полосчатости: 1) тонкополосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс (представлен тонким переслаиванием полос дунита и гарцбургита мощностью от долей сантиметра до 2-6 см, количество дунитовых полосок среди гарцбургитов широко варьирует от 1 до 60%); 2) грубополосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс (образован грубым переслаиванием полос дунита и гарцбургита). Мощность дунитовых полос колеблется от долей сантиметра до 20 м и чаще всего составляет 0,2-0,6 м. Отношение суммарной мощности дунитовых полос в разрезе колеблется от 1:10 до 3:10. В центральной части закартирован грубополосчатый гарцбургит-дунитовый комплекс. Сложен он преимущественно дунитами (более 60% разреза), реже гарцбургитами.

Неоднократное чередование этих двух типов полосчатых комплексов приводит к возникновению полосчатости более крупного порядка. Центральный и южный блоки сложены преимущественно серпентинитами, в южном блоке содержатся участки перидотитов.

Ультраосновные породы плутона подвержены серпентинизации, которая приурочена к тектоническим нарушениям, получившим на месторождении чрезвычайно широкое распространение.

Гипербазиты в виде крупных массивов продолжают и к северо-востоку от Иджимского плутона. Краткая петрографическая характеристика этого плутона нами приводилась ранее (Еремеев, Сибилев, 1969).

В пределах Иджимского гипербазитового плутона издавна были известны асбестопроявления. Так, еще в 1933 г. В.Д. Тамашпольской в юго-западной части плутона было обнаружено Карантинское асбестопроявление вблизи Усинского автомобильного тракта, которое в дальнейшем изучалось Н.Д. Меркурьевым. Позднее Г.В. Пинусом было обнаружено асбестопроявление и в более северной части Иджимского плутона, а в 1966 г. партией Тувинской комплексной экспедиции было обнаружено Саянское месторождение хризотил-асбеста, описанию которого посвящена специальная статья А.К. Сибилева, помещенная в данном сборнике. В пределах Иджимского плутона в настоящее время известно крупное Сатлыгское проявление асбеста. К северу от Саянского месторождения в пределах Кукшинского массива выявлено перспективное Эргакское рудопроявление хризотил-асбеста, представленное залежью отороченных жил при мощности тела от 6 до 250 м и протяженности 650 м. Длина волокна в жилах варьирует от 2 до 20 мм. Всего в пределах Иджим-

ского плутона, кроме указанных крупных асбестопроявлений, выявлено свыше 20 асбопроявлений. Из наиболее крупных следует назвать Иджимское, проявление у горы Пичи-Ток, проявление у 330 км, Асбестовая Горка, Узюпское, Ашпанское и др.

Борусский гипербазитовый пояс, расположенный также в Западном Саяне, имеет довольно большую протяженность. Среди гипербазитов его давно известен ряд проявлений хризотил-асбеста. Впервые асбест здесь был обнаружен Батовым в 1931 г. Позднее они исследовались И.К.Баженовым, О.М.Глазуновым и А.Л.Буцкевичем, М.И.Крынцовым и Г.А.Заорским и др. В результате этих исследований был обнаружен ряд точек, представляющих несомненный интерес. К ним относятся Енисейское месторождение, Присковый участок и др.

Енисейское месторождение расположено на правом берегу р. Енисей в 2 км выше устья р. Кантегир. Среди серпентинизированных перидотитов здесь выделяются четыре линзовидных рудных тела. Тип жилкования в них преимущественно сетчатый, реже в виде сложных жил. Асбест относится преимущественно к IV - VII сортам. Преобладает VI сорт. Ориентированные запасы по всем рудным телам составляют около 200 тыс.т.

Присковое проявление расположено на берегу р. Кантегир, в 8,5 км от ее устья, и приурочено к серпентинизированным перидотитам. Здесь выявлено пять линз с асбестом по простиранию 45-300 м и мощностью 25-65 м, но руды с низким содержанием асбеста (0,27%).

После окончания строительства Шушинской ГЭС оба эти проявления будут затоплены.

Приведенный краткий обзор гипербазитовых массивов Тувы и Западных Саян показывает, что на территории Тувы, на которой имеется большое количество хорошо обнаженных гипербазитовых массивов, ожидать нахождения новых крупных месторождений не приходится. Кроме эксплуатируемого ныне Актотракского месторождения, некоторый интерес имеет Кускунгуское месторождение, которое, хотя по масштабам асбопроявления и не велико, однако по содержанию в нем руды (5,52%), качеству волокна (10% текстильных сортов) и в особенности выгодному географическому расположению может иметь практическое значение.

Другим важным объектом для постановки детальных поисково-разведочных работ на хризотил-асбест является Кедровское или Мало-Аянгатинское месторождение. Все остальные гипербазиты Тувы с точки зрения асбестоносности не представляют интереса.

Наиболее перспективным районом в пределах рассматриваемого региона являются гипербазиты, приуроченные к Саяно-Тувинскому разлому. Геологическая обстановка здесь на всем протяжении этого громадного пояса одинакова, и поэтому, кроме Актотракского и Саянского месторождений, приуроченных к гипербазитам этого пояса, возможно обнаружение новых месторождений. Это подтверждают многочисленные крупные асбопроявления, которые выявлены в различных местах среди гипербазитов этого пояса.

Литература

- Беззубцев В.В., Волчек И.И. Структурное положение гипербазитов Западной Монголии. - Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. Гостехиздат, 1963.
- Еремеев В.П. Петрография и генезис Актотракского месторождения хризотил-асбеста. - Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 31, 1959.
- Еремеев В.П. Тувинская автономная область - вторая асбестовая база Советского Союза. - В кн. "Проблемы изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Восточной Сибири". Изд-во АН СССР, 1958.
- Еремеев В.П. Генетические типы тальцитов и тальковых камней Тувинской автономной области. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 63.
- Еремеев В.П. Закономерности размещения различных неретических типов асбестов и талька на территории Тувинской АССР. - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VI. Изд-во АН СССР, 1962.
- Еремеев В.П. Дуниты Восточной Тувы и связанное с ними минералообразование. - В сб. "Основные породы и проблемы их генезиса". Изд-во АН СССР, 1962.

- Еремеев В.П., Меренков Б.Я., Петров В.П., Соколова Л.А. Хризотил-асбестовые месторождения как одна из форм контактного воздействия гранитоидов на ультраосновные породы, - Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 31.
- Еремеев В.П., Павлов Н.В., Сибилев А.К. Особенности размещения хромитовой минерализации в гипербазитовых поясах Тувы. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 6.
- Еремеев В.П., Сибилев А.К. Иджимский гипербазитовый pluton (Западный Саян) (в связи с асбестоносностью). - Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 8.
- Еремеев В.П., Сибилев А.К. Саянское месторождение хризотил-асбеста. - В сб. "Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых". Л., 1971.
- Татаринов П.М., Кузнецов В.А., Филатов К.С. Геологические исследования в районе Актотракского месторождения асбеста в верховьях р. Енисея (1932). - Труды ЦНИГРИ, 1934, вып. 13.
- Татаринов П.М., Еремеев В.П. Актотракское месторождение. - В кн. "Месторождения хризотил-асбеста СССР". Изд-во "Недра", 1967.
- Шеглов А.П., Богнибова Р.Т. О возрасте ультраосновных интрузий Западного Саяна и Тувы. - Геол. и геофиз., 1970, № 2.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ АСБЕСТА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

В западной части Алтае-Саянской области в последние годы определилась перспектива промышленного оруденения. Наряду с известными с 1925 г. слабо разведанными Батунским и Казнахтинским месторождениями (одно из которых начинали эксплуатировать), выявлены месторождения Бекетское, Комсомольское и Кончик, а также около 100 одиночных и групповых асбестопроявлений.

Выявлены они были в результате проведения геологических съемок или работ на другие виды полезных ископаемых.

На Алтае первые сведения об асбесте относятся к 1885 г., когда было открыто Казнахтинское месторождение. С 1898 по 1905 г. открыты Батунское, I и II Кайтанакские месторождения, а также значительное число асбестопроявлений.

На Салаире и в Кузнецком Алатау указания на наличие асбеста появляются с 1932 г. в работах И.Ф.Черкашенина, М.И.Миронова и др. Наиболее существенные результаты здесь получены с 1957 по 1964 г. В эти годы были выявлены Бекетское и Комсомольское месторождения, группы проявлений гор Кончик, Бархатной, Северной, Чемодан, Станового Хребта, Тогоул-Сунгайская группа и Успенский участок.

Месторождения и проявления хризотилового асбеста пространственно и генетически приурочены к гипербазитам (62 проявления и месторождения), габбро-перидотитам (2 проявления), а также к мелким линзам серпентинитов неясного генезиса (8 проявлений).

Амфиболовый асбест известен в девяти пунктах. Он приурочен как к серпентинитам, так и к карбонатным и эффузивно-карбонатным толщам, главным образом к зонам контакта последних с габбро-пироксенитовыми, диоритовыми и гранитоидными интрузиями. Родусит-асбест отмечен М.И.Мироновым в шести близко расположенных пунктах среди девонских эффузивно-осадочных образований в районе с. Таштып на восточном склоне Кузнецкого Алатау. Имеются два пункта проявления амфиболового асбеста, близкого по своим свойствам к голубому.

Горный Алтай, Салаир и Кузнецкий Алатау занимают западную часть Алтае-Саянской асбестовой провинции (Андреев, Волчек, 1962), в пределах которой выделяется тринадцать крупных гипербазитовых поясов, в том числе в ее западной части: Северо-Алтайско-Салаирский, Курайский, Терехтинский и Кузнецко-Алатауский, протягивающиеся на сотни километров при ширине от 5-10 до 50 км. В названных поясах содержится свыше 300 гипербазитовых массивов и отдельных выходов ультраосновных пород. Суммарная площадь ультраосновных массивов составляет 500 км².

Массивы имеют форму линзовидных, изометричных штокообразных и кольцевых тел, их контакты с вмещающими породами тектонические. Площади массивов обычно небольшие и лишь у единичных достигают 40-70 км². Характерна их пространственная связь с наиболее древними для указанных регионов толщами (Сп₁-Р_t, Р_t), а также связь с породами семейства габбро, часто превращенными в габбро-амфиболиты. Ведущей разновидностью ультраосновных пород здесь являются перидотиты или перидотитовые серпентиниты, среди которых основное значение имеют гарцбургиты. Дуниты, пироксеновые дуниты или аподунитовые серпентиниты образуют более или менее крупные по площади тела или наблюдаются в виде отдельных, чередующихся с перидотитами и пироксенитами полос различной мощности в апикальных и периферических частях массивов. Лерцолиты и верлиты редки. Пироксениты встречаются в виде жил и линз в апикальных и приконтактных участках.

Два из числа названных выше рудопроявлений хризотилового асбеста в виде обильных свалов богатого асбестом мелкопрожила в серпентинитах находятся в поле развития габбровых массивов гор Комарьей и Водопадной. В 1934 г. Ю.А.Кузнецов, а в 1938 г. В.А.Кузнецов в составе этих массивов отмечают пироксениты и перидотиты, что позволило нам условно отнести их к габбро-перидотитовой формации, также достаточно широко развитой в Кузнецком Алатау. Возможно, отме-

ченые свалы связаны с небольшими самостоятельными телами ультраосновных пород гипербазитовой формации, пространственно приуроченными к упомянутым массивам габбро. Тем не менее этот факт заслуживает внимания и уточнения.

Характеристика месторождений и проявлений хризотил-асбеста

Салаир

Салаир представляет собой каледонскую складчатую структуру линейно вытянутого типа, в поперечном разрезе имеющую сводовое строение. Сводовая часть сложена кембро-силезийскими метаморфизованными эффузивно-осадочными породами, к которым и приурочены гипербазитовые тела. Склоны свода сложены более молодыми породами, по тектоническим швам которых проникают мелкие линзы - оторженцы серпентинитов. Гипербазиты сопровождаются немногочисленными мелкими телами габброидов, габбро-амфиболитов. Гранитоиды на участках развития гипербазитов на поверхности встречаются в виде дайковых и жильных тел, и только в районе Комсомольского месторождения развиты относительно крупные их массивы, да по данным геофизики, предполагается их наличие вдоль западного склона Салаира (на что указывали И.А.Кочетков и В.И.Куприн).

Асбестоносный Северо-Алтайско-Салаирский гипербазитовый пояс прослеживается более чем на 300 км. В поясе насчитывается 20 массивов и 100 мелких тел серпентинитов с двадцатью проявлениями и месторождениями асбеста.

Марьиново-Шалапская группа объединяет семь проявлений хризотилового асбеста и Комсомольское месторождение.

Комсомольское месторождение хризотил-асбеста (№ 33)¹ приурочено к южной оконечности Марьиново-Шалапского гипербазитового массива и расположено в 6 км к юго-востоку от пос. Шалап. На месторождении установлены четыре залежи асбестоносных серпентинитов. Первая рудная залежь имеет форму меридиональной линзы длиной 400 м и шириной 115 м, выклинивающейся на глубину 300 м. Вторая, размером 175 × 135 м в плане, прослежена до глубины 120 м. Третья и четвертая подсечены единичными скважинами. Первая и вторая рудные залежи имеют зональное строение. По данным Н.Ф.Агеенко и А.С.Быкова, сложены они серпентинитами с крупной, смешанной и мелкой сеткой и просечками асбеста.

Хризотил-асбест представлен как поперечно-, так и продольноволокнистыми разновидностями. Последний выполняет жилки и прожилки длиной до 40 см при мощности до 3 см. Длина волокна колеблется от 1 до 12 мм. Поперечноволокнистый асбест образует сетчатые жилки и прожилки. Длина прожилков колеблется от 10 до 80 см, составляя в среднем 40 см. Наряду с ломким в рудах содержится асбест хорошего качества, пригодный для всех видов асбестовых изделий, кроме текстильных. Содержание асбеста, определенное для наиболее обогащенных участков линейным способом, колеблется от 0,5 до 13% без разделения по сортам и качеству. По своему строению месторождение похоже на Баженовское, но в нем отсутствуют ядра перидотитов. Массив сложен полностью серпентинитами.

Запасы руды по категориям $C_1 + C_2$, включая прогнозные, составляют 62 млн. т, волокна - 3,6 млн. т для сортов со II по VII, в том числе II сорт - 6,2, III - 87, VI - V - 707, VI - 1562, VII - 1327 млн. т. Прогнозные запасы волокна по району, включая асбестопроявления, "Карначак", "Белинка" (№ 32), "Барбаначиха" (№ 30), "Еландинское" (№ 31), ключа Талого и другие, оцениваются в 10 млн. т.

По запасам волокна хризотил-асбеста, его качеству, содержанию и наличию в непосредственной близости потребителя асбеста - Барнаульского завода асбестотехнических изделий, месторождение может представлять промышленный интерес и заслуживает постановки дальнейших работ.

¹Номер месторождения на обзорной карте.

Тогул-Сунгайский район проявлений хризотилового асбеста, расположенный в центральной части Салаира, объединяет около 60 массивов ультраосновных пород и девять участков проявления амфиболового и хризотилового асбеста.

Успенский участок (№ 28) расположен в верховьях р. Успенки, правого притока р. Тогул. Массив имеет форму линзы длиной 4 км и ширину порядка 700–800 м. Массив состоит из дунитов, перидотитов, серпентинитов, гигантокристаллических пироксенитов и даек габбро.

В зонах дробления, оталькования, карбонатизации и серпофитизации серпентинитов (240 × 100 м) прожилки, примазки и линзочки асбеста располагаются как параллельно друг другу, так и беспорядочно, а также образуют сетчатый тип. Мощность прожилков – от 0,5 до 20 мм. Волокно хризотил-асбеста белого, желтовато-белого, бледно-зеленого цвета с шелковистым оттенком. Длина волокон поперечноволокнутого асбеста до 3 мм, в продольноволокнистых разностях она достигает 3,5 см. Асбест ломкий и полумомкий, отмечаются и хорошие эластичные разности. Оруденение прослеживается на глубину более 200 м. В скв. Б-37 на глубине 175 м в восточной экзоконтактной части гипербазитов, во вмещающих актинолит-хлорит-серицитовых сланцах отмечается асбест амфиболового ряда. Мощность прожилков 1,5 см. Асбест косоволокнистый, плоччатый, полумомкий, с длиной волокна до 2 см.

На Макарихинском участке (скв. 29) в серпентинитах и перидотитах оконтурены три асбестоносные зоны размерами 300 × 60, 190 × 50, 330 × 65–130 м. Прожилки асбеста не имеют большой протяженности и затухают как по простиранию, так и по падению на протяжении 1–2 см. Они взаимно пересекаются, образуя почти правильную ромбическую сетку с длиной диагоналей 4–7 и 1,5–2 см. Единичные жилы достигают 30 см. Длина волокна измеряется миллиметрами, редко достигая 5 см. Встречаются и серии параллельных прожилков, образующие зоны мощностью 30–50 см. Прожилки в таких зонах располагаются на расстоянии 10–15 см один от другого, мощность их от 0,5 до 30 мм, длина 10–17 мм. Длина волокон редко встречающегося поперечноволокнутого асбеста до 1,5 мм, в продольноволокнистых разностях достигает 5–10 см. Волокно различного качества. Из 13 проб, характеризующих содержание асбеста в зоне № 1 по поверхности, только три пробы содержат в весовых количествах асбест высших сортов; из 24 проб, отобранных на глубине, высшие сорта содержат 6 проб (но не выше 0,10% для II сорта). По зоне № 2 из 11 проб только 2 пробы содержат асбест АА I–V сортов в количестве 0,01–0,04%. Единичные пробы содержат асбест до 5%.

Юг Салаира и северная часть Алтая

Кыркылинская группа асбестопроявлений (№ 36) находится в экономически благоприятном районе, в 140 км на юг от г. Бийска, и характеризуется на одном из участков промышленным содержанием хризотил-асбеста, в том числе текстильных сортов.

На первом участке в небольшом серпентинитовом теле (500 × 200 м), залегающем среди глинистых сланцев, прослежены две полосы асбестизации длиной 300 и 200 м. Мощность полос асбестизации варьирует от 20 до 60 м. По данным валовой пробы, отобранной задиркой из шурфа на глубину 0,5 м и изученной в лаборатории технологии нематолов в г. Свердловске, сортность и содержание асбеста (в г) следующие: Крюд-36, I – сорт – 18, II – сорт – 46, III – сорт – 54, IV сорт – 81, V сорт – 96, VI сорт – 193, VII сорт – 333. Суммарное содержание волокна – 8,63% отмечает Ю.В. Колобков.

На втором участке, находящемся в 2 км от первого в аналогичной первому геологической обстановке, в серпентинитах единичными выработками вскрыты две небольшие залежи хризотил-асбестовых руд: 70 × 30 и 30 × 30 м. Асбест поперечноволокнустый, волокна золотисто-желтые длиной до 3–5 мм. Механический анализ валовой пробы, проведенный в той же лаборатории, показывает значительно более низкое содержание асбеста (1,5%).

Этот регион является одной из наиболее древних структур Алтае-Саянской области и обладает сложным геологическим и тектоническим строением. Массивы и линзы гипербазитов располагаются подковообразными или кольцевыми группами в краевых частях выступов докембрийских пород. Среди пород, слагающих массивы, наиболее распространены гарцбургиты. В Кузнецком Алатау закартировано более 60 массивов гипербазитов, содержащих 36 групп, объединяющих более 80 пунктов проявлений хризотил-асбеста и 10 пунктов амфибол-асбеста.

Бекетское месторождение (№ 1). В северной части Кузнецкого Алатау, в 8 км восточнее с. Бекет - в Ижморском районе, восьмью скважинами колонкового бурения вскрыты выветрелые апоперидотитовые серпентиниты с густым мелкопрожилковым асбестом (1-3 мм), с жилками поперечноволокнутого асбеста мощностью от 1 до 25-30 мм. Реже встречаются жилы косоволокнистого асбеста. По данным института НИИАсбест, качество асбеста хорошее, аналогичное баженовскому. Площадь серпентинитов, обогащенных асбестом, составляет 228 тыс. м² (175 × 1300). Залежь асбестовых руд имеет мощность 400 м (от 200 до 500 м от поверхности), запасы руды - 228 млн. т или 3,4 млн. т волокна. Средневзвешенное содержание асбеста составляет по сумме шести сортов 1,5%, в том числе текстильных сортов 0,11%, или 250 тыс. т. Содержание VII сорта - 1,4%, или 3,2 млн. т. При подсчете запасов статистическим методом через коэффициент рудоносности запасы значительно возрастают и выражаются, по данным Е.П.Черепанова, цифрой в 600 млн. т руды или 11,8 млн. т волокна I-IV сортов и 0,8 млн. т текстильных сортов. Это среднее по запасам месторождение баженовского типа с хорошим качеством асбеста отнесено в разряд забалансовых из-за мощной и обводненной перекрывающей его рыхлой толщи. Наличие его в пределах выделяемой нами Бекетско-Кайгадатской зоны свидетельствует о ее перспективах на асбест, особенно к югу от месторождения, где рельеф повышается и асбестоносные гипербазитовые массивы выходят на дневную поверхность.

Асбестоносный гипербазитовый массив горы Бархатной расположен в 15 км от железнодорожной станции Кия-Шалтырь. В массиве встречены в обнажениях при маршрутировании и вскрыты шурфами при поисках других полезных ископаемых многочисленные (более 20) проявления хризотил-асбеста. Он образует в серпентинитах поперечно-, косо- и продольноволокнистые жилы мощностью от долей до 1 см, редко до 7 см. Асбестизация проявляется в виде одиночных жил и сетки прожилков. Наряду с низкосортным асбестом нередок и асбест хорошего качества. Содержание асбеста, как указывает А.М.Прусевич, не определялось.

В гипербазитовом массиве горы Северной, в юго-западной части на площади около 2 км², повсеместно отмечаются прожилки асбеста мощностью 1-2 мм. На этой же площади обнажаются серпентинизированные гарцбургиты поперечно- и продольноволокнистого хризотил-асбеста мощностью до 12 мм типа "крупной сетки" и мелкопрожила. Содержание волокна на массу около 2-3%. Волокно высокого сорта длиной от 1-3 до 20 мм. В северной части массива (гора Зеленая) проявления хризотил-асбеста отмечаются Е.Д.Шпайхером, а в южной - Г.В.Пинусом и Ю.А.Кузнецовым. Массив подвергался сильным тектоническим воздействиям, претерпел авто- и аллометаморфизм, окружен более поздними интрузиями разного состава и значительно эродирован. Этот массив еще в 1951 г. рекомендовался Г.В.Пинусом на голубой асбест.

Массив горы Комарьей (№ 9) - нижнедевонское гипабиссальное, по данным Ю.А.Кузнецова, с поразительной свежестью пород интрузивное тело, состоящее из светлых серо-зеленых габбро со стеклянноподобным лабрадор-битовнитом габбро-офитовой структуры, а также синевато-черных перидотитов, сложенных крупными, до 5 см в длину, кристаллами монопироксена, переполненными пойкилитовыми вростками свежего оливина. Здесь же содержатся перидотиты, состоящие преимущественно из свежего оливина и небольшого количества монопироксена. В этих породах заметна серпентинизация, идущая параллельными зонами, причем в промежутках между полосами серпентинитов находится свежий оливин, а в серпентинитовых полосках наблюдаются асбестовые жилки. Ю.А.Кузнецов отмечает, что геологическая обстановка позволяет надеяться на выявление более крупных скоп-

лений асбеста и что район обладает в отношении асбеста некоторыми возможностями и заслуживает специального и более тщательного изучения.

В 15 км к северу от массива горы Комарьей расположен другой аналогичный ему массив горы Водопадной (№ 4). В юго-западной части этого массива в курумнике содержатся глыбы полосчатых серпентинизированных дунит-пироксенитовых пород, густо рассеченных (через 0,5-1 см) прожилками поперечноволоконистого хризотил-асбеста мощностью 0,1-0,4 см.

Массив горы Чемодан Станового Хребта. На водоразделе, с которого берут начало реки Н.Терсь и Кия, располагается самый крупный в Кузнецком Алатау гипербазитовый массив длиной 26-30 км при ширине 0,5 до 3-4 км, сложенный перидотитами, дунитами, дунит-перидотит-пироксенитовыми полосчатыми породами и пироксенитами. Среди пород массива и в его экзоконтактовых частях встречаются жилы плагиоклазитов, мелкие и крупные тела габброидов и гранитоидов, многочисленные дайки. Вблизи находится крупный Крестовский гранитный массив.

В пределах массива выявлено 40 асбестопроявлений, сосредоточенных на так называемом участке "Чемодан" и в "Западной асбестоносной зоне" (10-12).

Хризотил-асбест выполняет мелкопрожил, простые или сложно отороченные жилы в пироксеновых дунитах или в приконтактовых зонах дунитов с гарцбургитами. Мощность жилок варьирует от 1 до 60 мм. В большинстве случаев асбест ломкий, но встречаются его эластичные качественные сорта с длиной волокон 10-11 и даже 50-60 мм. Местами, например по клочку Маральему и в каре "Северном", на склонах сохраняются войлочноподобные скопления асбеста. Содержание не определено. Участки имеют сходство с классическими асбестовыми месторождениями. В центре участков залегают свежие гарцбургиты, далее располагаются пироксеновые дуниты и дуниты, а в приконтактовых частях - антигоритовые, хризотилловые и лизардит-хризотилловые серпентиниты. Участки заслуживают постановки специальных работ.

Месторождение "Кончик" находится в 3 км к югу от железнодорожной станции Лужба линии Новокузнецк-Абакан (№ 14) в одноименном массиве длиной 5 км при ширине от 200 м до 2,5 км. Массив сложен преимущественно антигоритовыми и хризотил-антигоритовыми серпентинитами и энстатитовыми дунитами. Хризотилловые серпентиниты, перидотиты и пироксениты имеют подчиненное значение. В массиве выявлены три зоны асбестоносных серпентинитов, в которых откартировано 11 участков повышенной асбестизации со сложно отороченными, мелкосетчатыми жилами хризотил-асбеста и мелкопрожилом. Мощность жилок асбеста достигает 22 мм при длине волокна до 12 мм. Коэффициент рудоносности серпентинитов 42,7%. Лабораторными исследованиями 24 проб отмечается наличие текстильного волокна I-III сортов по 1,43%, а волокна I-VI сорта до 7%. Среднее содержание хризотил-асбеста I-VI сортов 2,77%, а I-VII - 4,35%. Некоторые пробы показали пригодность волокна для специзделий. Прогнозные запасы руды, по данным М.В.Мазуревича, на глубине до 500 м составляют 400 млн. т, волокна I-VI сортов - 9 млн. т, а I-VII сортов - 15 млн. т.

Горный Алтай

Хризотил-асбестовые месторождения и проявления Горного Алтая приурочены к серпентинитам, слагающим мелкие линзовидные тела, затертые в зонах древних глубинных разломов, расположенных на границах различных структурно-фациальных зон этого региона. Наиболее крупными гипербазитовыми телами являются Чаган-Узунский, Акташский и Шапталский в Абаканском хребте, достигающие 30-40 км в длину при ширине порядка 2-5 км.

Все известные месторождения и проявления одного генетического типа - месторождения асбеста в серпентинитах и, по данным Н.Д.Меркурьева, относятся к карачевскому и лабинскому подтипам (Лазо, 1925; Митропольский, 1931; Нехорошев, 1930).

Казнахтинское месторождение (№ 38) представлено двумя асбестоносными полосами. Одна в контакте серпентинитов с вмещающими породами кембрия прослеживается на 200 м при ширине от 0,2 до 1 м, вторая, параллельная первой, -

60 м несколько меньшей мощности. В сложно отороченных и сетчатых жилках длина волокна хризотил-асбеста обычно 3–5 мм, реже 30 мм. Жилы поперечно-волокнистого асбеста в некоторых случаях содержат волокно, достигающее в длину 40 мм. Качество волокна на месторождении высокое.

Батунское месторождение (№ 41) приурочено к двум линзовидным телам серпентинитов размером 40–80 и 240 × 100 м, залегающим среди эффузивно-осадочных синийских пород. В одном из массивов асбест встречается спорадически. Второй массив, или Северная сопка, содержит асбест почти в каждом сколе. Наиболее богата центральная часть массива (100 × 50 м) с исключительно продольноволокнистым хризотил-асбестом, образующим мелкие, но многочисленные примазки и притертости по плоскостям расщепления в змеевиках. Содержание асбеста невысокое. Длина волокон асбеста – 10–15 мм, редко 30–40 мм. Волокно эластичное, хорошего качества. На месторождении в 1909 г. предпринималась попытка эксплуатации (Аншелес, 1925).

Характеристика проявлений амфиболового асбеста

В Кузнецком Алатау амфиболовый асбест И.Ф.Черкашениным выявлен в Викторьевском массиве (№ 16), где жилы его спутанно- и продольноволокнистых агрегатов (вместе с хризотил-асбестом) с длиной волокон от 3 до 70 мм (чаще 20–25 мм) прослежены в зоне длиной 1,5 км. Наиболее насыщены асбестом отрезки в 15 мм. Известен амфиболовый асбест в серпентинитах р. Кайгадат (5-сантиметровая жила в скважине, проявление № 4) и на контакте пироксенитов с мраморами в верховьях р. Тебы (№ 15) и на сопредельной с ними территории Красноярского края – в районе с. Таштып (по данным М.И.Миронова).

Салаир. В районе горы Приисковой (№ 23) в оталькованных серпентинитах грубоволокнистый и чешуйчато-волокнистый амфибол-асбест слагает отдельные прерывистые прожилки (1–20 см мощностью) и густо насыщенные ими четыре зоны размерами 30 × 40 м.

Амфибол-асбест голубоватый, голубовато-зеленый, ломок, не распушивается, длина его волокон от 1 до 5 см. В 0,5 км юго-восточнее с. Старый Тягун в контакте тягунской линзы серпентинитов с глинистыми сланцами и более молодой интрузией микродиоритов (№ 24) в измененных серпентинитах, тальковых и тальк-хлорит-карбонатных породах амфибол-асбест содержится в двух близко расположенных зонах протяженностью до 100 м. Продольные чешуйчато-листоватые волокна его длиной до 5–7 см слагают прерывистые прожилки северо-восточно-северо-западного простирания мощностью 20–30 мм. Асбест представлен ломкой и полулломкой, редко эластичной, дающей хорошую вату, разностями. Рассев пробы асбеста (33,7 кг) по сортам показал выход крюда 47 г, или 0,14%; первых трех сортов – 77 г, или 0,22%; всего 236 г, или 0,83%. Выход асбеста 114 г, или 0,0114%.

Тремолитовый асбест отмечается также в змеевиках в районе дер. Жильнихи.

В Горном Алтае амфиболовый асбест известен в районе с. Новиковского (№ 34) в брекчированных оталькованных габбро с ксенолитами известняков, в районе с. Маймы (№ 35) в порфиритах (№ 14) и в районе р. Коксу (№ 37) на контакте гранитов с диоритами среди протерозойской толщи.

Проявления асбеста, по свойствам близкого к щелочному амфиболовому или голубому асбесту, известны в двух пунктах. В Кузнецком Алатау в Семеновском перидотитовом массиве (№ 3) в зоне контакта серпентинитов с альбитизированными гранитами в одном из шурфов установлено присутствие единичных волокон голубого асбеста. Обстановка для его образования здесь, по данным В.А.Малышева и Е.О.Шлайхер, весьма благоприятна. Линейно вытянутые мелкие тела перидотитов, приуроченные к контакту карбонатной усинской и эффузивно-осадочной метаморфической кондомской свит, прорваны гранитоидами гранитовой и габбровой формаций и претерпели интенсивный метасоматоз.

На Салаире, на Старотягунском участке, описанном ранее (№ 24), наряду с обычным амфиболовым асбестом в одном шурфе имеется асбест, который в суспензии ведет себя аналогично одновременно с ним испытываемому образцу ураль-

ского голубого асбеста. Суспензия с волокнами характеризуемого асбеста простояла без изменения более часа, а затем волокна собрались в верхней части пробирки. В осадок волокно не выпало.

Общие закономерности пространственного размещения месторождений асбеста определяются положением ультраосновных пород в структурно-фациальных зонах региона, вещественным составом гипербазитов, структурно-метаморфическими особенностями последних, а также соотношением гипербазитов с более молодыми интрузиями.

В заключение отмечу некоторые особенности асбестообразования в Кузнецком Алатау и на Салаире.

1. Как показало детальное картирование, линейно изображаемые ранее зоны гипербазитов расчленились на группы, или узлы гипербазитовых тел подковообразной формы. Характерно, что подковообразные гипербазитовые тела и зоны всегда обращены замкнутой стороной на юг-юго-запад.

Асбестовые месторождения и проявления тяготеют к этим замкнутым юг-юго-западным участкам гипербазитовых подков, характеризующимся всегда более сильной тектонической напряженностью.

2. Асбестооруденение охотнее развивается в пироксеновых или пироксенизированных дунитах на контакте с гарцбургитами.

3. Ему сопутствует образование по трещинам отдельности характерных жилкок голубовато-белого шестоватого или пятнистого тонкозернистого (до скрытокристаллического) минерала, по своим свойствам близкого к клинопироксенам. Такие же жилки наблюдаются и в асбестоносных зонах Баженовского месторождения.

Наиболее перспективными на хризотил-асбест являются окраинные части Кузнецкого Алатау, юг Горной Шории и Северный Алтай.

Центральные части Кузнецкого Алатау и южная - Горного Алтая наряду с благоприятными обладают некоторыми отрицательными чертами - глубокой эродированностью, многократностью наложенных на гипербазиты тектоно-магматических циклов, приводящих к частичному или полному уничтожению месторождений хризотил-асбеста, сформированных во время общей инверсии раннекаледонской геосинклинали. Напротив, степень эродированности наряду с развитием дифференцированных до кислых разностей габброидов выдвигают эти регионы в число перспективных на щелочной амфиболовый асбест, а достаточно высокая степень регионального метаморфизма - на антофиллит-асбест.

Перспективность Салаира (кроме юга) на хризотил-асбест снижается из-за слабого развития гранитоидов, но по интенсивности регионального метаморфизма он заслуживает внимания на поиски антофиллит-асбеста.

Таким образом, западная часть Алтае-Саянской области по многообразию и широте распространения гипербазитов, постгипербазитового магматизма и асбестопроявлений должна быть отнесена к числу перспективных на асбест регионов.

Литература

- Андреев Ю.К., Волчек И.И. и др. Асбестоносность СССР. - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.
- Аншелес О.М. Месторождения асбеста в верховьях р. Катунь. - Горн. ж., 1925, № 6.
- Лазо В.М. Месторождения асбеста в Горном Алтае. - Горн. ж., 1925, № 6.
- Митропольский Б.С. Алтайский асбест. - Ж. "Жизнь Сибири", т. 1, КЕПС, 1925, № 1, 1931.
- Нехорошев В.П. О некоторых новых малоизвестных месторождениях полезных ископаемых в Горном Алтае. - Изв. ГГРТ, 1930, № 6.
- Соболев Н.Д. Ультраосновные породы и связанные с ними полезные ископаемые. Госгеолтехиздат, 1955.
- Соболев Н.Д., Соболева М.В. Генетические типы месторождений амфибол-асбестов. - Разведка и охрана недр, 1960, № 2.

АСБЕСТОПРОЯВЛЕНИЯ В ГИПЕРБАЗИТАХ МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

Работая длительное время в Туве по изучению гипербазитов и связанных с ними неметаллических полезных ископаемых, мы посетили для сравнения некоторые массивы гипербазитовых поясов Монголии и собрали по ним геологический материал, а также осмотрели главнейшие проявления хризотил-асбеста (Дзалатунское, Хан-Тайширинское и др.). Приводимые ниже краткие данные, как нам представляется, могут вызвать интерес как у советских геологов-асбестовиков, так и у геологов, занимающихся изучением минеральных ресурсов Монголии.

На территории Монголии, как и на соседней с ней Тувинской АССР, весьма широко распространены выходы гипербазитов, которые также расположены вдоль глубинных разломов и образуют целые гипербазитовые пояса. По данным В.В.Беззубцева и И.И.Волчка (1963), в Западной Монголии насчитывается три крупных пояса: Дзабханский, Толбонурский и Цаганшибэтинский, протягивающиеся на многие сотни километров. В Южной Монголии Р.А.Хасиным и А.А.Храповым (1965) выявлены Гобийский и Южно-Тоташаньский гипербазитовые пояса. Некоторые из них продолжают к северу и соединяются с Тувинскими гипербазитовыми поясами. Так, Дзабханский гипербазитовый пояс на основании исследований В.В.Беззубцева и И.И.Волчка (1963) соединяется с Южно-Тувинским в районе озера Шара-Нур. Цаганшибэтинский пояс соединяется с Западно-Тувинским или Саяно-Тувинским в районе рек Барлык и Алаш. Ряд гипербазитовых массивов находится в северной части Монголии (восточнее озера Хубсугул). Они образуют, по-видимому, тоже самостоятельный гипербазитовый пояс, но меньших размеров. Наиболее крупными из них являются Цаган-Бургусский и Дзалатунский гипербазитовые массивы.

Большинство гипербазитовых массивов Западной Монголии, как и Тувы, располагаются в кембрийской эффузивно-осадочной толще, охарактеризованной фауной археоциат, и лишь незначительная часть находится в толще гнейсов кристаллических сланцев докембрия. Возраст большинства гипербазитовых массивов приходится на нижний-средний кембрий. Что же касается гипербазитов Южной Монголии, то, по данным Р.А.Хасина и А.А.Храпова (1965), они залегают среди фаунистически охарактеризованных карбонатных толщ, датируемых от среднего-верхнего девона до нижнего карбона. Ими также была обнаружена галька гипербазитов в конгломератах ниже-карбонных (визе) отложений, что говорит о более молодом возрасте гипербазитов Южной Монголии.

Ниже приводится краткая характеристика указанных выше гипербазитовых поясов и главнейших отдельных массивов, с которыми связаны неметаллические полезные ископаемые.

Дзабханский гипербазитовый пояс по протяженности составляет около 700-800 км. Начиная от озера Орок-Нур, цепь массивов протягивается на восток до границы Монголии с СССР. В пределах этого пояса известно около 30 массивов различных размеров, которые имеют вытянутую форму, в общем согласную с простиранием вмещающих с кембрийских толщ. Наиболее крупные из них расположены в более южной части пояса (в районе озера Орок-Нур и аймачного центра Гоби-Алтай) и имеют в длину до 30 км при ширине 1,5-3,5 км. В центральных частях они сложены серпентизированными перидотитами, а по периферии - серпентинитами и тальк-карбонатными породами. Подобно Агардакскому массиву, расположенному в Южно-Тувинском поясе (Еремеев и др., 1968), в них широко развита комагматическая жильная серия, представленная маломощными телами диоритов, пироксенитов, диабазов и других жильных разновидностей.

В пределах одного из крупных гипербазитовых массивов (имеющего в длину 6 км при ширине около 4 км) вблизи Гоби-Алтай (Есен-Булак) выявлено крупное Тайширинское асбестопроявление, а также месторождение магнезита.

Наиболее крупная асбестоносная зона, имеющая симметричное строение, вытянута в северо-западном направлении и прослежена на протяжении около 1 км при

Таблица 1
Химический анализ хризотил-асбеста

Окислы	Тайширинский	Актовракский	Окислы	Тайширинский	Актовракский
SiO ₂	39,67	41,74	Na ₂ O	0,06	0,12
TiO ₂	0,10	0,04	K ₂ O	-	0,12
Al ₂ O ₃	-	0,48	H ₂ O ⁺	13,44	13,05
Fe ₂ O ₃	5,33	1,41	H ₂ O ⁻	0,82	0,88
FeO	0,14	0,46	P ₂ O ₅	0,05	Сл.
MnO	0,03	0,04	NiO	-	0,13
MgO	39,25	41,32	П.п.п.	99,91	100,21
CaO	1,02	0,54			

ширине до 140-150 м. В центральной части этой зоны (имеющей протяженность около 600 м при ширине 40 м) асбест представлен жилками типа мелкой сетки, а по периферии - типа просечек. Мощность жил асбеста в большинстве 1-2 мм. Реже встречаются жилки 2-3 мм. Ранее здесь проводились предварительные разведочные работы, которые показали содержание асбеста в центральной части залежи около 1%.

Химический состав асбеста приведен в табл. 1. Он близок к химическому составу Актовракского и других промышленных месторождений хризотил-асбеста, за исключением содержания железа, которое значительно повышено в асбесте Тойширинского месторождения. Другим важным неметаллическим полезным ископаемым, связанным с гипербазитами этого массива, является магнезит, который обнажается на северо-восточном склоне хребта Хан-Тайширин-ула, в нижнем течении р. Бидерин-гол. Магнезит залегает вдоль полосы серпентинитов в виде крупной залежи, образование которой, как видно, связано с корой выветривания гипербазитов. По простиранию залежь прослеживается на расстояние около 2 км при мощности от 200 до 800 м.

Химический состав магнезита приведен в табл. 2. Эти данные показывают, что магнезит характеризуется высокой чистотой и может служить хорошей базой для изготовления высококачественных огнеупорных изделий. По генезису и составу он весьма напоминает Салемский магнезит в штате Мадрас в Индии (табл. 2), где он с успехом применяется в индийской металлургии. Для промышленной оценки данного месторождения необходимо проведение поисково-разведочных работ.

Толбонурский гипербазитовый пояс имеет общую протяженность около 800 км; в его пределах выявлено 24 массива ультраосновных пород. Размеры их небольшие: по длине не превышают 600 м при ширине 100-150 м. Контакты гипербазитов с вмещающими кембрийскими породами довольно резкие. Все гипербазитовые тела сильно серпентинизированы. В отдельных телах в краевых частях наблю-

Таблица 2
Химический состав магнезита

Месторождение	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	П.п.п.
Хан-Тайширинское	0,72	0,42	0,22	0,07	1,39	46,0	50,84
Салемское	1,9	0,1	-	-	0,8	46,5	50,7

даются небольшие выходы тальков и лиственитов. С практической стороны гипербазиты этого пояса не представляют интереса.

Цаганшибэтинский гипербазитовый пояс на территории Монголии прослеживается на расстоянии около 300 км. Гипербазитовые тела в пределах этого пояса образуют также небольшие тела нацело серпентинизированных пород. Неметаллических полезных ископаемых, связанных с ними, не обнаружено.

Гобийский гипербазитовый пояс расположен к югу от Улан-Батора и прослеживается на протяжении 300 км. По данным Р.А.Хасина и А.А.Храпова (1965), в пределах этого пояса насчитывается 13 массивов ультраосновных пород, имеющих удлиненную форму и расположенных в субширотном направлении. Размеры массивов разные и колеблются по длине от 1 до 12 км и ширине от 0,5 до 3 км. Наиболее крупные из них - Нарин-Шабатгайский (12×0,5 км) и Манлайский (10×0,5 км). В центральных частях они сложены серпентинизированными перидотитами, в краевых - рассланцованными серпентинитами и тальк-карбонатными породами. В некоторых массивах (Ула-Хидский, Каратулинский и др.) вблизи их контактов наблюдаются выходы линзовидных тел магнезита, достигающие протяженности до нескольких десятков метров.

Серпентинизированные перидотиты состоят преимущественно из хризотила и антигорита, среди которого присутствуют псевдоморфозы бастита, ромбический пироксен и брусит. Из рудных минералов присутствуют кристаллы хромшпинелидов. В пределах этого пояса асбестопроявлений не обнаружено.

Южно-Тоташаньский гипербазитовый пояс расположен на крайнем юге Монголии и имеет субширотное простирание. На территории МНР он прослеживается на протяжении около 60 км. В пределах этого пояса известно более 50 массивов, размеры которых колеблются от десятков и сотен квадратных метров до нескольких десятков квадратных километров. В ряде мест гипербазитовые массивы Южно-Тоташаньского пояса прорываются габброидами. Они сложены преимущественно серпентинизированными перидотитами и реже дунитами. В краевых частях гипербазиты почти нацело серпентинизированы и по ним развиваются листвениты. В некоторых местах в гипербазитах присутствуют рудопроявления хромита.

Дзалантунский гипербазитовый массив расположен на левом берегу реки того же названия вблизи впадения ее в р.Элтуин-гол. Он имеет в длину около 1,3 км при ширине не более 350 м. Вмещающие породы представлены кембрийскими эффузивно-осадочными породами, среди которых наблюдаются метасоматические кварциты. Массив в значительной степени серпентинизирован, лишь в его центральных частях имеется зона с реликтовыми, частично серпентинизированными "ядрами" перидотитов размерами 2-3 м в диаметре. Мощность этой зоны 20-22 м, протяженность - до 100 м. В краевых частях массива наблюдаются тальк-карбонатные породы и листвениты, содержащие местами зерна фуксита. Вблизи западного контакта серпентиниты на поверхности выветрены, и в отдельных местах наблюдаются выходы магнезитов, являющиеся, как видно, образованием, связанным с корой выветривания. Среди лиственитов местами присутствуют жильные породы. С указанными перидотитами связано одно из крупнейших асбестопроявлений Монголии. Ниже приводится краткая петрографическая характеристика пород, слагающих массив и вмещающих его разностей.

Вмещающие породы

Асбестопроявление. Как указывалось выше, к Дзалантунскому гипербазитовому массиву приурочено довольно крупное асбестопроявление (размером 275×50 м), на котором ранее И.И.Волчком были проведены разведочные работы. Асбестоносная залежь тяготеет к северо-восточной и центральной частям массива. В пределах залежи выявлены две зоны с мелко- и крупносетчатыми жилками асбеста. Основную часть залежи составляет зона мелкой сетки, в которой асбестовые волокна имеют длину 1-4 мм и редко до 6 мм. Зона крупной сетки (размером 80×20 м) тяготеет к участку серпентинитов с реликтовыми ядрами. Максимальная насыщенность хризотил-асбестом достигается примерно в центре залежи или несколько ближе к юго-восточной границе. Среднее содержание асбеста (по данным И.И.Волчка) оказалось равным 3,5-4%. По длине волокно в основном V - VI сорта, реже III-IV и крайне ред-

ко I сорта (20 мм). В целом Дзалатаунская залежь характеризуется наличием асбеста шиферной группы и лишь в небольших количествах текстильной группы. Последний обычно имеет поперечноволоконистое строение. Волокна асбеста в массе имеют желто-зеленый или изумрудно-зеленый тон. Показатель преломления: $N_g = 1,548$, $N_p = 1,537$. Химический анализ хризотил-асбеста, произведенный в лаборатории ИГЕМ АН СССР М.Г.Замуруевой, приведен в табл. 1. Эти данные показывают близость состава асбеста Дзалатаунского асбопроявления с составом асбеста Актоврака и Баженовского месторождений.

Цаган-Бургусский гипербазитовый массив расположен по обеим сторонам р.Цаган-Бургус. Массив вытянут в широтном направлении на протяжении около 20 км. Вмещающими породами с севера являются породы нижнего кембрия, представленные кератофирами и туфобрекчиями. С юга массив прорван субшелочными, реже биотитовыми гранитами и граносиенитами. Он представляет собой дискордантное крутопадающее тело, центральные части которого сложены серпентизированными гарцбургитами и вебстеритами, между которыми наблюдаются постепенные переходы. В отдельных участках массива присутствуют ядра пироксенитов размером 50-70 м. Краевые части массивов представлены серпентинитами. Вдоль контакта их с кембрийскими породами наблюдается широкая полоса лиственитов, а вблизи контакта с гранитами среди серпентинитов присутствуют асбестоносные зоны. Для оценки оруденения необходимо проведение специальных поисково-разведочных работ.

Заключение

Проведенные нами исследования и исследования предыдущих геологов (В.В.Беззубцев, И.И.Волчка, Р.А.Хасина, А.А.Храпова) показывают, что гипербазиты Монголии весьма слабо изучены как с точки зрения геологии и их вещественного состава, так и в особенности с точки зрения их металлогении. Из неметаллических полезных ископаемых, связанных с ними, в настоящее время известны только два заслуживающих внимания проявления хризотил-асбеста. Одно из них - Дзалатаунское - расположено на севере, а другое - Тайширинское - на юге вблизи Гоби-Алтайска. Оба они, хотя, видимо, и не содержат крупных промышленных скоплений, тем не менее заслуживают специального изучения. Возможно, запасы их могут удовлетворить местные нужды. Из описанных кратко гипербазитовых поясов наибольший интерес для проведения дальнейших поисков на асбест представляют гипербазиты Дзабханского пояса, поскольку они имеют наиболее крупные размеры и состав их подвержен только частичной серпентинизации. Важно также и наличие вблизи них более молодых кислых интрузий.

Нахождение асбеста среди гипербазитов Толбанурского и Цаганшибэтинского поясов, судя по их малым размерам и сплошной серпентинизации, мало вероятно.

Большой интерес представляют магнезиты, расположенные вблизи Гоби-Алтайска, которые заслуживают проведения здесь специальных геологических исследований.

Литература

- Беззубцев В.В., Волчек И.И. Структурное положение гипербазитов Западной Монголии. - Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. Гос.научн.-техн.изд-во нефтяной и горно-топливной литер., 1963.
- Еремеев В.П. Петрография и генезис Актоврацкого месторождения хризотил-асбеста. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 3.
- Еремеев В.П., Павлов Н.В., Сибилев А.К. Хромитовая минерализация поясов Тувы. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 6.
- Хасин Р.А., Храпов А.А. Новые гипербазитовые пояса Южной Монголии. - Докл.АН СССР, 1965, 165, № 4.

ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ И ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ АСБЕСТА

Геологические условия размещения месторождений хризотил-асбеста баженовского подтипа, определяющие методику и принципы прогнозирования асбестоносности, зависят от многих факторов. Как показали исследования уральских и некоторых других асбестоносных полей, среди этих факторов наибольшее значение имеют вещественный состав асбестоносных горных пород, степень и характер метаморфизма гипербазитов, геотектоническое положение массива ультраосновных пород в складчатых областях, внутренняя структура последних и геологические соотношения гипербазитовых массивов с более молодыми гранитоидами различных типов. Соответственно выделяются главнейшие факторы контроля хризотил-асбестового оруденения: магматический, литолого-петрографический, структурный и метаморфический.

Факторы, контролирующие хризотил-асбестовое оруденение, проявляются в виде различных геологических признаков (критериев), наличие которых прямо или косвенно указывает на возможное присутствие в конкретном районе данного полезного ископаемого в промышленных масштабах.

Факторы контроля оруденения и соответствующие им признаки подразделяются на региональные и локальные и на прямые и косвенные. Применительно к месторождениям хризотил-асбеста к прямым поисковым признакам относятся только выходы пород с жилами асбеста на дневную поверхность, наличие в элювиально-делювиальных образованиях и в почвенно-растительном слое волокна хризотил-асбеста (кудельки), а также старые горные выработки со следами добычи асбестовой руды.

Косвенные поисковые признаки, многие из которых, в особенности благодаря работам П.М. Татарина, были давно известны, а некоторые и научно обоснованы, позволяют в условиях достаточно хорошей изученности района предполагать возможность обнаружения в нем промышленного месторождения хризотил-асбеста. Если геологическая изученность района слабая, то нужно выполнить необходимый минимальный объем исследований, результаты которых могли бы однозначно решить, заслуживает этот район постановки детальных поисковых работ или последние не целесообразны, так как промышленных концентраций асбеста здесь ожидать не приходится.

В таблице в сводном виде даются все поисковые признаки (критерии) на хризотил-асбест. В этой же таблице приводится перечень минимально необходимых исследований, рекомендуемых для установления главнейших факторов, контролирующих хризотил-асбестовое оруденение.

Магматическим фактором контроля хризотил-асбестового оруденения определяются в основном региональные закономерности размещения месторождений асбеста.

Среди магматических факторов контроля оруденения выделяется несколько групп критериев связи оруденения с магматическими породами (Шаталов, 1965, Шаталов, Орлова и др., 1964): тектоно-магматические, структурно-геологические, минералого-петрографические и геохимические. Наиболее важные критерии магматического фактора контроля оруденения следующие: а) приуроченность всех без исключения месторождений хризотил-асбеста баженовского подтипа к гипербазитам габбро-пиритотитовых поясов, фиксирующих глубинные разломы внутри эвгеосинклинальных зон складчатых областей; б) образование крупных месторождений асбеста в период главной фазы складчатости (орогенные этапы) в связи с воздействием на вмещающие гипербазиты синорогенных гранитов, а менее крупных месторождений - в периоды активизации подвижных зон собственно геосинклинальных этапов развития складчатых областей в связи с воздействием на вмещающие породы гранитоидов базальтоидного ряда; в) характерная зональность размещения месторождений асбеста и других полезных ископаемых относительно "металлоносного" центра - интрузий более молодых по отношению к вмещающим гипербазитам гранитоидов, выражающаяся в последовательной смене разных по характеру минеральных параге-

незисов зон и в затухании масштабов оруденения при удалении от источника рудообразующих растворов.

Литолого (минералого)–петрографический фактор контроля асбестообразования выражается в определенной пространственной приуроченности асбестового оруденения к высокомагнезиальным, обогащенным магнезиальным оливином ультраосновным породам – пироксеновым дунитам, дунит–гарбургитам и гарбургитам. При этом зоны асбестоносности типа мелкопрожила и мелкой сетки преимущественно приурочены к более или менее однородным по первичному составу гипербазитам, а асбестоносность типа крупной сетки и отороченных жил пространственно связана с участками гипербазитов, в которых породообразующий пироксен распределен резко неравномерно. Это объясняется тем, что влияние вмещающих пород не только проявляется с точки зрения благоприятного химического состава, но, очевидно, здесь играет роль и определенная физико–механическая среда.

При аллометаморфизме в биминеральных породах (пироксеновых дунитах, гарбургитах) трещинообразование происходит интенсивнее, чем в мономинеральных гипербазитах (дунитах). По этой же причине более мощные трещины могли возникать на участках частой перемежаемости горных пород различного петрографического состава, так как в целом участок пород, сложенный, например, одним оливином, служил своеобразным каркасом по отношению к участку пород, сложенных оливином и пироксеном, поскольку пироксен при нагревании быстрее расширяется.

Структурный фактор контроля асбестообразования проявляется в следующем. Структуры асбестоносных полей месторождений баженовского подтипа определяются характером дорудной тектоники и интенсивностью воздействия более молодых по отношению к вмещающим гипербазитам гранитоидов и связанных с ними растворов. В небольших по размерам массивах гипербазитов асбестоносность контролировалась зонами разломов, которыми служили контакты массивов с вмещающими их породами. В этом случае возникают крупные одиночные залежи хризотил–асбеста, занимающие основную часть тела вмещающих гипербазитов (Актовракское, Молодежное месторождения).

В более крупных массивах гипербазитов асбестовые залежи, как правило, размещаются в периферических частях интрузий (Джетыгаринское, Киембайское, Красноуральское месторождения). Для них характерны определенные соотношения между мощностью отдельных зон разломов, расстоянием их друг от друга и мощностью рудных тел. Сближенные дорудные зоны разломов, так же как и одиночные разломы (не парные), обуславливающие одностороннее "питание" асбестообразующими растворами, исключают развитие мощных асбестовых залежей. В крупнейшем Баженовском асбестоносном поле, как и в некоторых других крупных месторождениях асбеста (Джетыгаринское, Киембайское), мощные, весьма протяженные зоны разломов чередуются с крупными ядрами слабо измененных гипербазитов, размеры которых достигают сотен метров, иногда нескольких километров. На Баженовском месторождении общая площадь ядер составляет в промышленной части массива 26,2% от всей площади ультраосновных пород, на Алапаевских месторождениях – 5,4%, а в асбестоносном поле Красноуральского и Луковского месторождений – 13,1%. Однако представляется, что прямой зависимости между размерами ядер и крупностью месторождений, как считают некоторые исследователи, не существует. Например, весьма крупная залежь хризотил–асбеста Красноуральского месторождения в центральной части содержит сравнительно небольшое ядро сильно серпентинизированных гипербазитов, а структура Луковского месторождения, напротив, характеризуется наличием ряда крупных ядер слабо серпентинизированных гипербазитов по сравнению с относительно маломощными зонами серпентинитов с асбестоносностью типа простых отороченных жил. Крупное Актовракское месторождение отличается наличием мелких, размером от нескольких сантиметров до 2–3 м, ядер среди мощного в целом асбестоносного тела. Вместе с тем факт наличия ядер слабо измененных перидотитов в асбестоносных полях или незавершенность процесса серпентинизации (по П.М. Татарину), играет вполне определенную генетическую роль, так как независимо от размеров этих ядер они присущи всем без исключения крупным месторождениям хризотил–асбеста баженовского подтипа, особенно содержащим высококачественное волокно асбеста.

Геологические поисковые признаки (критерии) для месторождений хризотил-асбеста баженовского подтипа

Группа поисковых признаков (критериев)	Поисковые признаки (критерии)	Комплекс исследований, рекомендуемых для установления факторов, контролирующих хризотил-асбестовое оруденение в предполагаемом районе поисковых работ
<u>Региональные поисковые признаки</u>		
	Приуроченность месторождений асбеста к высокомагнезиальным дунит-гарцбургитовым комплексам габбро-перидотитовой (дунит-гарцбургитовой) формации	Определение формационной принадлежности интрузий гипербазитов с помощью формационного анализа магматических формаций данного интрузивного комплекса на основе изучения геологических карт и карт магматических формаций; петрохимический анализ основных типов ультраосновных пород, слагающих массивы гипербазитов
Тектоно-магматические	Образование крупных месторождений асбеста в период главной фазы складчатости (орогенные этапы), менее крупных месторождений в периоды активизации подвижных зон собственно геосинклинальных этапов развития складчатых областей	Тектоно-магматический и металлогенический анализ района поисковых работ с предварительным определением местоположения предполагаемого оруденения в общей схеме возрастной последовательности магматических образований и связанных с ними постмагматических месторождений полезных ископаемых в комплексных рудных узлах
	Приуроченность хризотил-асбестовых полей к рудным узлам, пространственно связанным с зонами глубинных разломов (I и II порядков) на границе крупных негативных геотектонических структур	Выяснение геотектонического положения рудного узла в складчатой области
	Пространственная ассоциация асбестоносных интрузий гипербазитов с гипабиссальными массивами более молодых гранитоидов (для крупных месторождений асбеста с синорогенными гранитоидами, для менее — с гранитоидами более ранних этапов развития подвижных зон)	Установление формационной принадлежности и глубинности формирования более молодых по отношению к гипербазитам гранитоидов на основе анализа геологических карт (в том числе специализированных) и использования литературных данных по петрографии и петрохимии гранитоидов
	Наличие в рудных узлах гидротермальных среднетемпературных месторождений умеренных глубин (золоторудно-кварцевых жил, месторождений талька, молибдена и др.)	Составление предварительной схемы зональности оруденения в гипербазитовом массиве с выноской известных месторождений и рудопроявлений на общую схему района предполагаемых работ

	Проявления начального метаморфизма (в том числе регионального зеленокаменного и регионального прогрессивного метаморфизма зеленосланцевой фации) в осадочно-вулканогенных комплексах пород, вмещающих асбестоносные гипербазиты	Анализ карт метаморфизма, геологических карт, использование литературных данных, свидетельствующих о характере и интенсивности проявлений метаморфизма в районе
Структурно-тектонические	<u>Локальные поисковые признаки</u>	
	Наличие в массивах ультраосновных пород крупных блоков — ядер слабо серпентинизированных гипербазитов (размером от первых сотен метров до 1 км и более в поперечнике) на общем фоне широко развитых полей серпентинитов (фактор незавершенности процесса серпентинизации)	Анализ гравиметровых карт масштаба 1:25 000 — 1:50 000 и крупнее для установления внутренней структуры массива гипербазитов. При отсутствии карт — производство профильных гравиметровых наблюдений по опорным линиям
Минералогическо-петрографические	Приуроченность асбестового оруденения к разрывным нарушениям в теле гипербазитов; преимущественная локализация мощных асбестовых залежей в промежутках между парными зонами разломов, фиксирующихся комплексом жильной (ксеногенной) фации более молодых гранитоидов и продуктами интенсивного околотрещинного метасоматоза гипербазитов (тальк-карбонатными и другими породами)	Магнитометрическое картирование трещинной тектоники массива гипербазитов для трассирования крупных зон разломов; при наличии крупномасштабных карт — анализ и проверка существования в теле массива крупных, интенсивно проработанных метасоматическими процессами зон разломов
	Генетическая и пространственная связь асбестового оруденения с обогащенными оливином ультраосновными породами — пироксеновыми дунитами, дунит-гарцбургитами и гарцбургитами; преимущественное развитие зон асбестоносности типа "мелкопрожила", "мелкой" и отчасти "крупной сетки" в однородных по первичному составу гипербазитах, а асбестоносности типа "отороченных жил", отчасти "крупной сетки" в участках с резко неравномерным распределением в гипербазитах породообразующего пироксена	Детальное петрографическое изучение главных типов ультраосновных пород, слагающих массив; при широко развитых процессах серпентинизации гипербазитов — применение метода анализа реликтово-псевдоморфных структур для реконструкции первичного состава материнских горных пород
Геоморфические	Приуроченность хризотил-асбестового оруденения к участкам развития лизардит-хризотилитовых и преимущественно хризотилитовых серпентинитов, а также хризотилизированных гипербазитов при условии относительно слабо проявленного дорудного метаморфизма	Детальное петрографо-минералогическое изучение слагающих массив гипербазитов для установления степени и характера их серпентинизации, установление главнейших стадий метаморфизма гипербазитов

Метаморфический фактор контроля хризотил-асбестового оруденения выражается в пространственной приуроченности асбестовых залежей к участкам развития ультраосновных пород, претерпевших определенную ступень гидротермального метаморфизма. Масштабы оруденения и распределение различных зон асбестоносности в массивах гипербазитов определяются интенсивностью проявлений дорудной, интарудной и пострудной серпентинизации (Золоев и др., 1969). Относительно слабо проявленный дорудный аутометаморфизм гарибургитов, выражающийся в развитии по оливину петельчатого серпентина (лизардита по В.Р. Артемову), создает благоприятные предпосылки для последующей аллометаморфической хризотилизации и лизардит-хризотилизации слабо серпентинизированных гипербазитов. С этими процессами генетически и пространственно связывается промышленная хризотил-асбестизация. Более поздние процессы антигоритизации ультраосновных пород, начинающиеся в период интарудного, и в особенности интенсивно протекающие в период пострудного метаморфизма, могут привести к частичному или полному изменению ранее сформировавшихся асбестовых залежей (развитие ломких разностей асбеста, карбонатизация, оталькование). С химической точки зрения интарудный процесс аллометаморфической лизардитизации и хризотилизации характеризуется резким окислением железа, выносом значительного количества вещества перидотитов за пределы метасоматической колонки и его перераспределением (в форме асбеста, серпентина и других минералов) в массиве.

Данные по формационному анализу гипербазитов, рудноформационному анализу месторождений хризотил-асбеста и т.д. позволяют в совокупности оценить в региональном плане тот или иной участок складчатой области с точки зрения возможности обнаружения в нем промышленных месторождений хризотил-асбеста¹. Что касается локальных поисковых признаков, то практическое их использование прямо зависит от современной геологической изученности территории, в пределах которой намечаются поисковые работы. В детально откартированных асбестоносных полях (Баженовском, центральной части Алапаевского, южной части Восточно-Тагильского массивов), используя рекомендуемые поисковые критерии, можно без существенных физических объемов работ произвести соответствующий минерагенический анализ и определить прогнозные площади на основе имеющихся детальных и крупномасштабных карт (что для некоторых районов фактически уже и сделано). Однако для многих районов, потенциально перспективных для обнаружения промышленных месторождений асбеста, конкретное направление поисково-разведочных работ должно быть уточнено. С этой целью можно рекомендовать предварительную промышленную оценку асбестоносных гипербазитов производить с помощью простейших геолого-петрографических исследований, перечень которых приводится в таблице. Естественно, что в случае плохой геологической изученности предполагаемого для поиска района этот комплекс исследований должен сопровождаться полевыми наблюдениями.

Для установления факторов, контролирующих оруденение, и обусловленных ими геологических поисковых признаков, связанных со структурно-тектоническими особенностями асбестоносных гипербазитов, для предварительного суждения о перспективности изучаемого рудного поля на выявление промышленного оруденения необходимо выполнить комплекс геофизических (гравиметровых и магнитометрических) исследований. Эти исследования позволят выяснить наличие в теле интрузии гипербазитов крупных зон разломов и ядер слабо серпентинизированных материнских пород. От результатов геофизических исследований будет зависеть дальнейшая целесообразность постановки поисково-разведочных работ в районе. В случае однородности гравиметрового и магнитного полей в пределах гипербазитового массива, однозначно свидетельствующих об отсутствии крупных блоков и зон разломов в теле ультраосновных пород, в последних вряд ли можно будет ожидать выявления крупных месторождений хризотил-асбеста баженовского подтипа. И напротив, наличие крупных блоков (ядер) слабо серпентинизированных гипербазитов, наличие крупных зон разломов, т.е. структурно-тектонических критериев, благоприятных для обнаружения мощных залежей хризотил-асбеста, дают основание для дальнейшей постановки более дорогостоящих горно-буровых работ с целью выяснения главней-

¹ См. статью К.К. Золоева в настоящем сборнике.

ших поисковых признаков — минералого-петрографических и метаморфических. Последние тоже относятся к группе косвенных поисковых критериев, но в сочетании с другими благоприятными факторами контроля оруденения играют решающую роль при оценке перспектив асбестоносности района.

Даже в условиях относительно хорошей геологической изученности территории горного Урала многие массивы ультраосновных пород (нередко детально закартированные) при современных требованиях оказываются буквально "белыми" пятнами с точки зрения получения без дополнительных исследований обоснованной информации о составе материнских пород и характере их серпентинизации¹. За последние десять лет достигнуты значительные успехи в исследовании крупных асбестоносных районов, в которых детально изучены петрология и петрография вмещающих гипербазитов, выяснены взаимоотношения различных типов ультраосновных пород друг с другом, изучен характер метаморфизма, последовательность (стадийность) процесса серпентинизации и место в ней промышленной хризотил-асбестизации и т.д. Вместе с тем вне пределов асбестоносных полей на территории Северного, Среднего и большей части Южного Урала поисковые работы на хризотил-асбест в последние годы практически не проводились. Таким образом, вне сферы современных исследований оказались многие известные ранее и в особенности новые массивы гипербазитов, в частности в пределах Зауралья. Такие массивы при прочих благоприятных условиях (тектонно-магматические и структурно-тектонические критерии) должны быть подвергнуты детальному петрографическому исследованию с целью изучения состава материнских пород, установления степени и характера их серпентинизации и т.д.

Детальное расчленение массивов гипербазитов по первичному составу нами производится в соответствии с количественно-минералогической классификацией ультраосновных пород (Золоев, 1970). Это позволяет довольно подробно расчленить изучаемый массив, установить детали его внутренней структуры и определить участки, наиболее благоприятные для локализации залежей хризотил-асбеста. Для реконструкции первичного состава материнских ультраосновных пород хорошо оправдал себя метод анализа реликтово-псевдоморфных структур, предложенный Б.Я. Меренковым (1957).

Чрезвычайно важно, опять-таки в сочетании со всеми указанными факторами контроля оруденения, установить стадийность процесса серпентинизации и масштабы процесса хризотилизации, с которой связано асбестообразование.

Прямые поисковые признаки, безусловно, играют первостепенную роль при постановке поисковых работ. Само по себе наличие в массиве гипербазитов мощных жил хризотил-асбеста, асбестоносных зон типа крупной сетки или отороченных жил уже повод для производства поисков. Однако чаще на дневную поверхность оказываются выведенными в виде обнажений серпентины (как более устойчивые по сравнению с перидотитами к процессам выветривания), вмещающие зоны асбестоносности типа просечек, мелкопрожила и мелкой сетки. При наличии таких обнажений необходимо правильно определить пространственную ориентировку асбестовой залежи, так как при различном положении эрозионного среза и рудоконтролирующих зон разломов, например, зоны просечек, являющиеся непромышленными, могут оказаться апикальной, боковой или корневой частью промышленной залежи. Следует иметь в виду, что лизардитизированные перидотиты вмещают залежи хризотил-асбеста с асбестоносностью типа отороченных жил, которые хотя и характеризуют-

¹В качестве примера можно привести Останинский массив гипербазитов, на котором была произведена крупномасштабная геологическая съемка и специализированные на асбест детальные поиски. В массиве фиксируются крупные блоки (ядра) серпентинизированных гипербазитов и имеются прямые поисковые признаки — разведанные залежи хризотил-асбеста Режевского месторождения. Однако окончательное заключение о масштабах этого месторождения сделать нельзя до получения данных о наличии в асбестоносном поле (массиве) широко развитых зон существенно хризотилловых серпентинитов (в сочетании с имеющимися ядрами слабоизмененных гипербазитов). При наличии таких зон будет полное основание для производства трудоемких работ по бурению глубоких поисковых скважин.

ся низкими содержаниями, но включают промышленноценный длиноволокнистый асбест; зоны сетчатых руд приурочены к полям преимущественно хризотилowych и lizardит-хризотилowych серпентинитов. Это позволяет количественно оценить асбестоносность площадей, на которых предполагается постановка детальных поисковых работ.

Таковы основные поисковые признаки на хризотил-асбест, учет которых с помощью рекомендуемых методов исследований может однозначно решить вопрос о целесообразности постановки детальных поисково-разведочных работ в том или ином районе складчатой области.

Литература

- Золоев К.К. Химическая основа количественно-минералогической классификации альпинотипных гипербазитов. - Докл. АН СССР, 1970, 192, № 2.
- Золоев К.К., Бахтиярова З.В., Шмаина М.Я., Медведева Т.Н. Метаморфический фактор контроля оруденения в хризотил-асбестоносных гипербазитах. - В сб. "Геология и полезные ископаемые Урала" (Материалы ко II уральск. конф. молодых геологов и геофизиков), ч. II. Свердловск, 1969.
- Меренков Б.Я. Реликтово-псевдоморфные структуры ультраосновных пород и продуктов их изменения. "Тр. ИГЕМ АН СССР", вып. 17, 1957.
- Шаталов Е.Т. Основные принципы генетической классификации рудоносных площадей (с эндогенной минерализацией). - В кн. "Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов". Изд-во "Недра", 1965.
- Шаталов Е.Т., Орлова А.В., Яблоков К.К., Дюков А.И., Томсон И.В. Основные принципы составления, содержание и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. Изд-во "Недра", 1964.

ИССЛЕДОВАНИЕ СТРУКТУРЫ, ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ И МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТОВ КАК СЫРЬЯ ДЛЯ АСБЕСТОЦЕМЕНТНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

До 1965 г. асбестоцементная промышленность СССР использовала в основном хризотил-асбест с Баженовского месторождения, к особенностям которого и была приспособлена технология промышленной переработки. С вводом в строй Джетыгаринского горно-обогатительного комбината промышленность стала получать в значительных количествах асбест с Джетыгаринского месторождения. При этом выяснилось, что джетыгаринский асбест существенно отличается по своим технологическим свойствам (водоудерживающая способность, фильтрационные свойства суспензий, способность к распушке и пр.) от асбеста Баженовского месторождения. Поэтому в настоящее время асбест Джетыгаринского месторождения используется в асбестоцементе, главным образом в виде добавок (до 50%) к баженовскому. Поскольку причины различий между асбестами из этих месторождений не были ясны (оба эти месторождения относятся к одному и тому же Баженовскому подтипу месторождений хризотил-асбеста), в физической лаборатории НИИ Асбестоцемента было начато всестороннее исследование свойств хризотил-асбестов из ряда промышленных месторождений СССР (Баженовское, Джетыгаринское, Киембайское, Актювракское, Молодежное). Из методических соображений исследовались образцы ломких асбестов, не используемых асбестоцементной промышленностью, что позволило выдвинуть ряд соображений о причинах и механизме образования хризотил-асбестов с различными физико-механическими свойствами.

Фибриллярная структура хризотил-асбестов

Сравнительно недавние работы по электронной микроскопии хризотил-асбестов (Yada, 1967; Лашнев, 1968) не оставляют сомнений в трубчатом строении элементарного волокна (фибриллы). Размеры фибрилл (в поперечном сечении), а также характер их упаковки не одинаковы у асбестов различных месторождений. Эти характеристики фибриллярной структуры определяли путем анализа картины рассеяния рентгеновских лучей по методике, изложенной в работах Д.М. Хейкера и Л.С. Зевина (Хейкер и др., 1967, 1968; Бубелева, Зевин, 1968). Исследовали профиль дифракционной линии 002 и кривые рассеяния рентгеновских лучей в области малых углов. На последних для большинства асбестов наблюдается максимум под углом рассеяния 20–30. Этот максимум, который можно интерпретировать как проявление ближнего порядка в расположении пустот (Хейкер и др., 1967), исчезает на картинах рассеяния деформированным (распушенным) волокном. Этот же эффект (исчезновение максимума) наблюдается при переходе от асбестов нижних горизонтов Джетыгаринского и Киембайского месторождений к их верхним горизонтам, подвергнутым выветриванию (фиг. 1). Дальнейший анализ малоугловых кривых методом экспоненциальной аппроксимации позволяет определить размеры пор. При этом условно предполагается, что имеются цилиндрические поры двух сортов: крупные – межфибриллярные – и мелкие – внутрифибриллярные. Сопоставление интенсивности малоуглового рассеяния рентгеновских лучей и интегральной интенсивности линии 002 позволяет оценить пористость хризотил-асбестов (относительный объем, занимаемый порами), а затем и удельную поверхность. И, наконец, среднюю толщину стенки фибрилл определяли по формуле Селякова путем измерения замытия дифракционной линии 002. Результаты измерений представлены в табл. 1.

Погрешность измерения параметров фибриллярной структуры достигает $\pm 10\%$. Средний радиус фибрилл для асбестов, связанных с ультраосновными породами, лежит в интервале 170–220 Å, и в пределах указанной выше точности не наблюдается существенных различий для асбестов разных месторождений. Существенно меньше средний радиус фибрилл Аспагашского месторождения, связанного с карбонатными породами. Существенные различия наблюдаются также для асбестов одного месторождения при переходе от верхних горизонтов, затронутых выветриванием, к ниж-

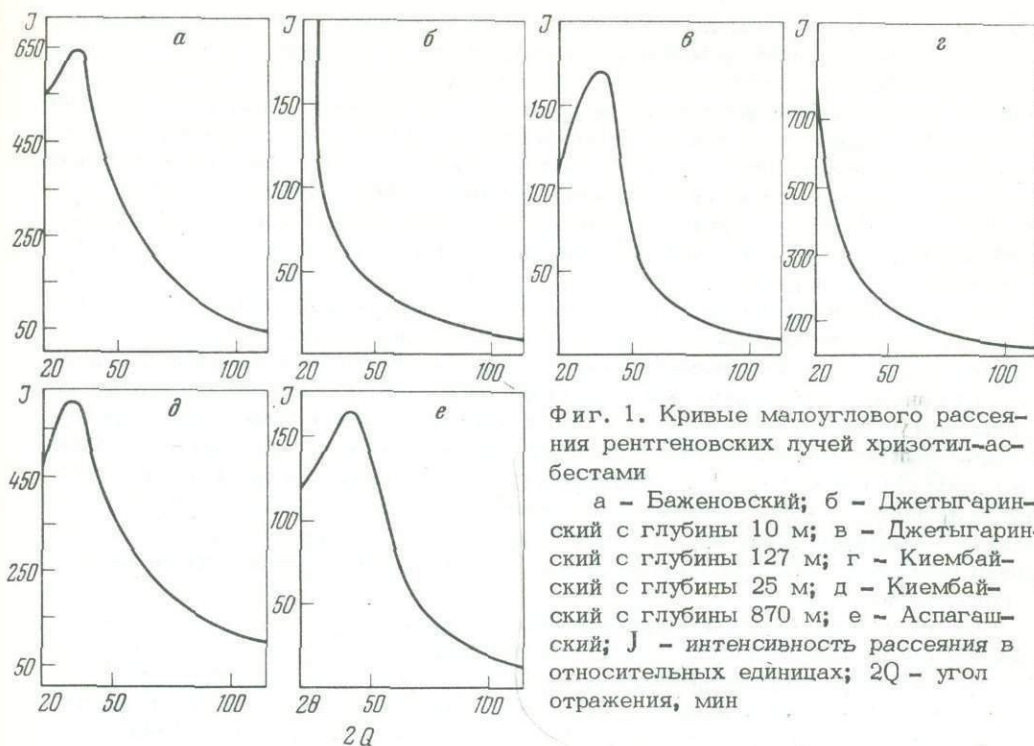
Таблица 1

Параметры фибриллярной структуры хризотил-асбестов

Месторождение	Разновидность	Наличие максимума на малоугловой кривой	Средние размеры, Å				Пористость, %	Удельная поверхность, м ² /г	
			толщина стенки фибрилл	радиус мелких внутрифибриллярных пор	радиус фибриллы	радиус крупных межфибриллярных пор		по данным рентгена	по сорбции азота
Баженовское *	Нормальная прочность	+	150-180	20-25	170-205	40-50	0,6	1,5	2,6
"	Ломкая	+	160-190	20-25	180-215	40-50	0,7	1,5	3,0
Молодежное	Нормальная прочность	+	150	30	180	50	1,2	2,5	2,5
Киёмбайское, с глубины 5 м	Пониженная прочность	-	-	25	-	60	1,4	3,1	-
То же, с глубины 25 м	То же	-	170	25	195	65	-	-	-
" с глубины 170 м	"	+	170	25	195	-	-	-	-
" с глубины 870 м	"	+	170	20	190	40	0,2	1,2	1,4
Джетыгаринское, с глубины 10 м	"	-	175	30	205	65	2,0	3,2	-
То же, с глубины 27 м	"	-	180	30	210	65	-	-	-
" с глубины 127 м	"	+	190	25	215	40	0,8	2,3	-
" с глубины 748 м	"	+	190	30	220	40	0,8	-	-
Аспагашское **	Нормальная прочность	+	110	25	135	60	2,0	5,0	3,5
"	Ломкая	+	110	30	140	50	4,3	9,0	18,2

* Для баженовских асбестов приведены результаты измерений на большом числе образцов, взятых из разных участков месторождения.

** Образцы из коллекции кандидата геол.-мин. наук. Л.А. Соколовой (ИГЕМ).



Фиг. 1. Кривые малоуглового рассеяния рентгеновских лучей хризотил-асбестами

а - Баженовский; б - Джетыгаринский с глубины 10 м; в - Джетыгаринский с глубины 127 м; г - Киембайский с глубины 25 м; д - Киембайский с глубины 870 м; е - Аспагашский; J - интенсивность рассеяния в относительных единицах; 2Q - угол отражения, мин

ним. Для асбестов Джетыгаринского и Киембайского месторождений такой переход сопровождается нарушениями в упаковке фибрилл, увеличением пористости от 0,5-0,8 до 1,5-2% и увеличением размеров крупных "межфибриллярных" пор от 40 до 60 Å. Эти изменения являются следствием воздействия на асбесты Джетыгаринского и Киембайского месторождения агрессивных сред. Это же воздействие приводит к изменению и ряда других важнейших физических свойств хризотил-асбестов.

Механические свойства хризотил-асбестов

Наиболее важными и интересными механическими характеристиками хризотил-асбеста, используемого в качестве армирующей добавки в композиционных материалах, являются прочность связи между волокнами, модуль упругости и временное сопротивление растяжению.

Прочность связи между волокнами, или агрегативная связность, оказывает существенное влияние на возможность распушки асбеста при его технологической переработке в ряде областей асбестопотребляющей промышленности. Эта величина измерялась рядом исследователей (Сыромятников, 1933; Соколов, 1949, Aveston, 1969), которые приводят данные, различающиеся между собой более чем на два порядка (от 200 до 100 000 г/мм²).

Нами была разработана методика определения прочности сцепления между волокнами асбеста, позволяющая испытывать образцы весьма малых размеров (длина 10-12 мм, диаметр 50 мк и более - Перлин, 1969) и проведены измерения на образцах асбестов нормальной прочности, пониженной прочности и ломких из Баженовского, Джетыгаринского, Актотракского, Молодежного и Аспагашского месторождений (Перлин, 1971). За характеристику прочности связи между волокнами было принято временное сопротивление сдвигу в направлении, параллельном оси волокна, определяемое при растяжении надрезанных образцов "иглок" недеформированного асбеста.

Во всех случаях установлена зависимость измеряемой величины от диаметра образца. Временное сопротивление сдвигу изменялось от 100-400 г/мм² у образ-

цов диаметром более 0,5 мм до 1500–3500 г/мм² у образцов диаметром 50 мк и менее. Полученная зависимость между диаметром образца и временным сопротивлением сдвигу была обработана методом наименьших квадратов по уравнению прямой линии. Анализ уравнений регрессии показал существенные различия в угловых коэффициентах, характерных для хризотил-асбестов нормальной прочности, пониженной прочности и ломких (фиг. 2). У наиболее тонких из испытанных нами образцов ломкого хризотил-асбеста временное сопротивление сдвигу значительно выше (2500–3500 г/мм²), чем у таких же образцов хризотил-асбеста нормальной прочности (1000–1500 г/мм²). Это различие, очевидно, будет возрастать с уменьшением диаметров образцов и далее.

По величине прочности связи между волокнами хризотил-асбесты пониженной прочности из верхних выветрелых горизонтов Джетыгаринского месторождения, изученного наиболее полно, весьма неоднородны. В них имеются участки с агрегативной связностью, большей, чем у хризотил-асбестов нормальной прочности, но меньшей, чем у ломких асбестов (фиг. 2), и участки с почти полностью разрушенной связью волокнами, удаляемые при подготовке образцов к испытаниям. Различия в прочности связи между волокнами джетыгаринского асбеста к тому, что в товарном асбесте наряду с жесткими иголками, требующими большего времени обработки в бегунах по сравнению с баженовским асбестом, присутствуют волокна, природно распушенные до степени, большей, чем необходимо для их промышленного использования.

Модуль упругости и прочности на растяжение хризотил-асбеста является важнейшей характеристикой для той его части, которая используется в качестве армирующей добавки в композиционных материалах (асбестоцемент, асбопластики и пр.). Данные по измерению модуля упругости и прочности на растяжение приводятся в ряде публикаций (Сыромятников, 1927, 1930; Соколов, Михайлов, 1949; Zukowski, Gase, 1959; Надгорный и др., 1965; Aveston, 1969). Все измерения модуля упругости проводили на природном недеформированном хризотил-асбесте нормальной прочности. Сведения о модуле упругости хризотил-асбеста мягкой текстуры и о модуле упругости асбестов пониженной прочности и ломких в приведенных выше работах отсутствуют. Нами были проведены измерения модуля упругости и прочности на растяжение на тех же образцах хризотил-асбестов, на которых проводили определение временного сопротивления сдвигу. Измерения проводили на микроразрывной машине конструкции Марша, позволяющей испытывать образцы длиной от 1 до 15 мм и диаметром 10^{-7} – 10^{-2} мм под нагрузкой от 1 мг до 400 г и регистрировать удлинение с точностью до 0,01 мк (Marsh, 1961). Проведенные эксперименты показали, что средняя величина модуля упругости хризотил-асбестов с ненарушенной жесткой текстурой не имеет существенных различий у образцов нормальной прочности, пониженной прочности и ломких из различных месторождений СССР и составляет $1,7 - 1,8 \cdot 10^6$ кг/см² для образцов с площадью поперечного сечения порядка 10^{-2} мм². При испытаниях образцов с меньшим диаметром наблюдалось некоторое повышение среднего значения модуля упругости до тех пор, пока сохранялась жесткая текстура образца.

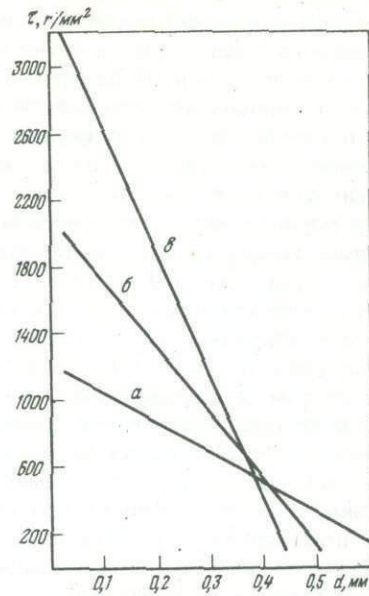
Нарушение жесткой текстуры при подготовке образцов к испытаниям приводило к снижению величины модуля упругости на 10–20%. У образцов хризотил-асбеста мягкой текстуры, прошедшего стадию фабричного обогащения и распушки, средняя величина модуля упругости равна $(1,0-0,3) \cdot 10^6$ кг/см². Снижение величины модуля упругости в 2–2,5 раза объясняется нарушением целостности межфибрилярного вещества и ослаблением межфибрилярных связей после деформаций, которые испытывает асбест в процессе его обогащения и распушки.

Изменения прочности на растяжение недеформированного волокна хризотил-асбеста показали резкое увеличение средней прочности образцов при переходе от рабочей длины 5–15 мм к рабочей длине короче 4–5 мм (фиг. 3). Средняя прочность на растяжение у образцов хризотил-асбеста пониженной прочности (Джетыгаринское и Киембайское месторождения) и ломких (Баженовское месторождение) ниже, чем средняя прочность образцов аналогичной длины хризотил-асбеста нормальной прочности (Баженовское и Актовракское месторождения) на 20–30%.

Средняя прочность образцов хризотил-асбеста мягкой текстуры (товарный, распушенный) из Баженовского месторождения составляет всего 50–100 кг/мм², а

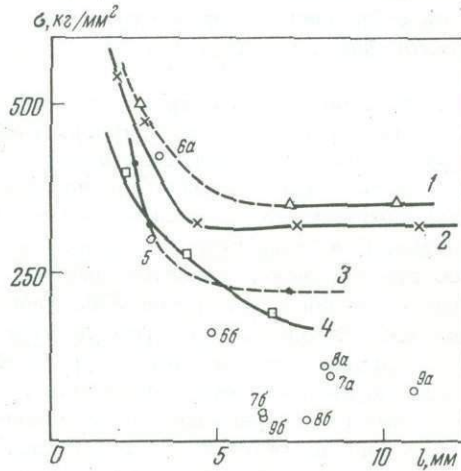
Фиг. 2. Зависимость временного сопротивления сдвигу от диаметра образца

а - хризотил-асбест нормальной прочности (Баженовский); б - хризотил-асбест пониженной прочности (Джетыгаринский); в - хризотил-асбест ломкий (Баженовский)



Фиг. 3. Зависимость средней прочности при растяжении хризотил-асбеста от рабочей длины образца

1-5 - природный недеформированный хризотил-асбест: 1 - баженовский (нормальной прочности), 2 - актовракский (нормальной прочности), 3 - Джетыгаринский (пониженной прочности), 4 - Киембайский (пониженной прочности), 5 - Баженовский (ломкий); 6.а,б - жесткие иголки из товарного асбеста; 7.а,б - мягкая фракция из товарного асбеста; 8.а,б - товарный асбест, обмятый в бегунах; 9.а,б - товарный асбест, обмятый в бегунах и распущенный в голлендере



для образцов из Джетыгаринского месторождения не достигает и 50 кг/мм^2 , т.е. приблизительно в пять раз меньше, чем у хризотил-асбестов жесткой текстуры из тех же месторождений. Уменьшение средней прочности на растяжение сопровождается уменьшением модуля упругости, и для образцов с рабочей длиной 8-11 мм прочность на растяжение составляет 2% от величины модуля упругости для асбестов жесткой текстуры и 1% для мягких асбестов.

Поверхностные свойства хризотил-асбестов

Первой стадией процесса изготовления асбестоцементных изделий является приготовление суспензии асбеста в технологической воде. Характер этой суспензии — ее структура, седиментационные свойства — в значительной степени определяет характер последующего осаждения зерен цемента на асбесте, фильтрационные свойства асбестоцементной суспензии, что в свою очередь влияет на свойства свежеформированного полуфабриката и затвердевшей готовой продукции.

Свойства же самой асбестовой суспензии во многом определяются поверхностными свойствами асбеста, в первую очередь — величиной и знаком электрокинетического потенциала его по отношению к жидкой фазе, а также величиной его удельной поверхности.

Электрокинетический потенциал является результатом возникновения двойного электрического слоя ионов на поверхности раздела асбест-раствор. Он возникает за счет преимущественной адсорбции одного из ионов электролита жидкой фазы на поверхности волокон асбеста или за счет преимущественного отщепления одного из ионов с поверхности твердой фазы.

В отечественной литературе мы не встретили работ, посвященных изучению электрокинетических свойств хризотил-асбеста. Канадские исследователи Мартинз и Цуккер изучали электрокинетические свойства канадских асбестов и указали на взаимосвязь между величиной α -потенциала асбеста и фильтрационными свойствами его суспензий (Martinez, Zucker, 1960; Martinez, 1964).

Электрокинетический потенциал хризотил-асбестов определялся нами методом электроосмоса и поправкой на поверхностную проводимость (Грачева, 1968; Беркович и др., 1966; Грачева, Епинатьева, 1971). Скорость фильтрации суспензий асбеста изучалась методом фильтрационного анализа (Грачева, Епинатьева, 1971).

Было показано, что асбесты различных месторождений СССР по их электрокинетическим свойствам могут быть разделены на две группы. К первой относятся асбесты нормальной прочности Баженовского, Актотракского и Молодежного месторождений, приобретающие на границе положительный α -потенциал; ко второй - асбесты пониженной прочности из верхних горизонтов Джетыгаринского и Киембайского месторождений, ломкий асбест из Баженовского месторождения, имеющие в тех же условиях отрицательный α -потенциал. Было найдено также, что изменение абсолютной величины α -потенциала асбеста приводит к изменению структуры асбестовой суспензии, а также структуры осадка, образующегося при отфильтровывании жидкой фазы, что обуславливает различие в фильтрационных свойствах суспензий.

В табл. 2 приведены электрокинетические свойства асбестов различных месторождений и фильтрационные свойства их суспензий. Как видим, абсолютная величина α -потенциала асбестов Баженовского и Актотракского месторождений возрастает при замене жидкой фазы - дистиллированной воды - на насыщенный раствор гидроксида кальция, моделирующий по составу жидкую фазу асбестоцементного производства. При этом скорость фильтрации (V) суспензий этих асбестов замедляется. Асбесты верхних горизонтов Джетыгаринского и Киембайского месторождений при соприкосновении с насыщенным раствором гидроксида кальция попадают в изоэлектрическое состояние. При этом увеличивается коагуляционное структурообразование в суспензии, что приводит к образованию осадка с большими размерами пор и к повышению скорости отфильтровывания жидкой фазы суспензии.

Повышенными фильтрационными свойствами обладают и асбестоцементные суспензии на основе джетыгаринского асбеста. Однако в настоящее время это положительное свойство асбеста Джетыгаринского месторождения не может в полной мере быть использовано в промышленности для повышения производительности формовочных машин, так как этот асбест и асбестоцемент на его основе обладают повышенной водоудерживающей способностью, что приводит к получению изделий пониженной плотности, т.е. пониженного качества.

В табл. 3 приведены результаты определения электрокинетического потенциала на границе с дистиллированной водой для асбестов нормальной прочности, пониженной прочности с различных глубин залегания и ломких.

Как видно, с увеличением глубины залегания и, следовательно, уменьшением степени выветривания асбеста его электрокинетические свойства изменяются, приближаясь к свойствам асбестов нормальной прочности.

Асбесты пониженной прочности Джетыгаринского и Киембайского месторождений отличаются от асбестов нормальной прочности и по величине их удельной поверхности, определяемой адсорбционными методами. Так, удельная поверхность товарных асбестов нормальной прочности Баженовского месторождения колеблется в пределах 15-22 м²/г; удельная поверхность товарных асбестов с верхних горизонтов Джетыгаринского и Киембайского месторождений (опытные партии) - в пределах 27-40 м²/г. Удельная поверхность последних значительно ближе к максимально возможной, которую рассчитали исходя из геометрических размеров элементарных фибрилл (50 м²/г), чем асбестов Баженовского месторождения. Таким образом, асбесты Баженовского месторождения по величине удельной поверхности напоми-

Таблица 2

Электрокинетические свойства асбестов марки П-5-65 различных месторождений и фильтрационные свойства их суспензий

Месторождение	На границе с жидкой фазой		Скорость фильтрации суспензии V в жидкой фазе	
	H ₂ O	Раствор Ca(OH) ₂ 0,044	H ₂ O	Раствор Ca(OH) ₂ 0,044
Баженовское (нормальной прочности)	+ 14	+ 45	66	22
Актовракское (нормальной прочности)	+ 15	+ 35	120	70
Джетыгаринское (пониженной прочности)	- 10	0	16	70
Киембайское (пониженной прочности)	- 9	0	15	55

Таблица 3

Электрокинетический потенциал асбестов на границе с дистиллированной водой

Месторождение	Глубина отбора пробы, м	E, мВ
Баженовское, ломкий	-	-23
Киембайское	0-11	-15
"	19-37	-12
"	33-46	- 1
"	45-55	+17
"	86-93	+18
"	86-106	+21
Баженовское, нормальной прочности	-	+ 14

нают канадские асбесты (Pundsack, 1955, 1956; Naumann, Dresher, 1966), Джетыгаринского и Киембайского - асбест югославского месторождения "Страгари" и месторождения "Коалинга" (Fripiat, Della Faille, 1967).

Обсуждение результатов

Наши исследования хризотил-асбестов с разными физико-механическими свойствами не выявили таких различий в их фибриллярной структуре, которыми можно было бы объяснить различия их физических свойств. Наиболее существенными различиями между хризотил-асбестами нормальной прочности, пониженной прочности и ломкими на наш взгляд являются различия в прочности связи между воло-

нами, различия в величине и знаке потенциала на границе с водой и насыщенным раствором гидроксида кальция, разная прочность на растяжение.

Все перечисленные различия могут быть объяснены различиями в межфибриллярных связях, обусловленными характером заполнения межфибриллярного пространства.

Наличие межфибриллярного вещества в хризотил-асбестах установлено работами ряда исследователей (Mares, 1960; Pundsack, 1961; Pates, Comer, 1959; Iada, 1967). Если принять гипотезу Б.Я. Меренкова (1958) об образовании хризотил-асбеста при кристаллизации асбогеля, то вещество в промежутках между соприкасающимися цилиндрическими фибриллами можно представить остатками нераскристаллизованного материнского асбогеля. Так как кристаллические волокна электронейтральны, связь между ними в хризотил-асбестах нормальной прочности обуславливается в основном слабыми вандерваальсовыми силами и в меньшей мере адгезионными свойствами аморфного вещества, находящегося в межфибриллярном пространстве. При распушке таких асбестов значительная часть вновь образованной поверхности будет представлена гидроксильной поверхностью кристаллических фибрилл. При соприкосновении с водой такая поверхность заряжается положительно за счет преимущественного перехода ионов $(OH)^-$ в жидкую фазу.

По Н.Д.Соболеву (Соболев, Волочаев, 1966), образование ломкого хризотил-асбеста происходит при воздействии углекислых гидротермальных растворов на хризотил-асбест нормальной прочности. При этом из кристаллической решетки выносятся частицы магния, а в наружных пакетах нарушается кристаллическая ориентировка и упорядоченность, т.е. происходит аморфизация наружных пакетов элементарных волокон. Образовавшееся дополнительное количество аморфной фазы в условиях повышенного давления и температуры более прочно связывает кристаллические волокна. Оно не только заполняет промежутки между кристаллическими фибриллами, но и одевает последние наподобие "оболочки", препятствуя непосредственному контакту между фибриллами; поэтому отрыв волокон друг от друга происходит в основном по аморфному веществу, разделяющему волокна. При распушке ломких асбестов большая часть вновь образовавшейся поверхности будет представлена поверхностью аморфной фазы и кремнекислородного тетраэдрического слоя. На границе с водой такая поверхность будет заряжаться отрицательно в результате преимущественного отщепления иона H^+ кремнекислоты, образующейся при взаимодействии кремнекислородных участков с водой. Наличие в составе ломкого хризотил-асбеста большого количества хрупкого аморфного вещества, прочно связывающего кристаллические волокна, придает волокну новые свойства - упругость и ломкость.

Меньшая прочность на растяжение у ломких хризотил-асбестов объясняется меньшим относительным количеством в их составе высокопрочного волокна и большим количеством аморфной фазы. Хризотил-асбесты пониженной прочности Джетыгарского и Киембайского месторождений по ряду свойств (прочность на растяжение, прочность связи между волокнами, величина дзета-потенциала на границе с водой) занимают промежуточное положение между хризотил-асбестами нормальной прочности и ломкими. Свойства этой группы асбестов можно объяснить особенностями изменения асбеста нормальной прочности в зоне коры выветривания под действием холодных кислых грунтовых вод. При этом наружные пакеты элементарных фибрилл также будут разрушаться, а часть MgO выноситься; однако эти изменения менее интенсивны, а образовавшаяся аморфная фаза при отсутствии высокого давления будет связывать волокна менее прочно, чем аморфная фаза ломких хризотил-асбестов, но более прочно, чем хризотил-асбестов нормальной прочности. В тех случаях, когда разрушение наружных оболочек приводит к пространственному разобщению фибрилл, отсутствие избыточного давления может привести к образованию микроучастков природно распушенного асбеста, как это имеет место в верхних горизонтах Джетыгаринского месторождения.

Все сказанное о хризотил-асбестах пониженной прочности относится к тем их разновидностям, залегающим в зоне коры выветривания, у которых отсутствуют волокнистые примеси, понижающие прочность хризотил-асбеста. Это не исключает возможность образования хризотил-асбеста пониженной прочности при тонком субмикроскопическом срастании его с немалитом и другими волокнистыми минералами. В этом случае хризотил-асбесты пониженной прочности могут залегать на любой глубине.

Представление о хризотил-асбестах как о двухфазной природной системе позволяет объяснить резкое уменьшение модуля упругости и прочности, происходящее при потере им жесткой текстуры. Недеформированный хризотил-асбест является природным композиционным материалом, состоящим из высокопрочных кристаллических волокон и менее прочной аморфной межфибрилярной фазы, играющей роль матрицы. Наличие такой матрицы позволяет перераспределять растягивающее напряжение с менее прочных (дефектных) волокон на более прочные. При этом дефектные волокна даже после разрыва продолжают нести растягивающую нагрузку до тех пор, пока не будет нарушена их связь с более прочными волокнами или до тех пор, пока после многократных разрывов их длина не станет меньше критической.

Хризотил-асбесты мягкой текстуры, у которых нарушена целостность межфибрилярной фазы и связи между отдельными волокнами ослаблены, растягиваются не как одно целое, а как совокупность отдельных волокон. При этом менее прочные волокна, разрываясь под нагрузкой, перестают ее воспринимать. Вся нагрузка перераспределяется на оставшиеся целыми волокна. Происходит концентрация напряжений, и разрыв образца приобретает лавинообразный характер. В этих условиях прочность образца будет ниже средней прочности составляющих его волокон.

При потере жесткой текстуры хризотил-асбестом в процессе промышленного обогащения и распушки его модуль упругости уменьшается в 2-2,5 раза, а прочность на растяжение в 4-5 раз. Это свидетельствует о том, что потеря прочности обусловлена не только разрушением природной композиции, но и увеличением числа дефектных волокон, повреждаемых остроугольными обломками породы и металлическими частями технологического оборудования.

Поскольку все промышленные методы обогащения и распушки хризотил-асбеста направлены на сохранение в максимальной степени длины волокна, необходим поиск новых промышленных методов обогащения и распушки, при которых сохранялась бы не только длина волокна, но и его жесткая текстура и количество бездефектных волокон. Такими методами могут оказаться гуммирование металлических частей технологического оборудования, химическая или ультразвуковая распушка.

Сохранение жесткости и прочности хризотил-асбеста при его обогащении и распушке позволило бы повысить качество композиционных материалов на основе асбеста или сократить его расход при сохранении качественных показателей.

Литература

- Беркович Т.М., Зевин Л.С., Лукошкин Л.А., Грачева О.И., Медведовская Э.И. Свойства асбеста Джетыгаринского месторождения. - Асбестоцементная промышленность, 1966, вып. 4.
- Бубелева Л.В., Зевин Л.С. Тонкая структура джетыгаринского хризотил-асбеста. - Труды НИИАсбестцемента, 1968, вып. 24, 13.
- Грачева О.И. Поверхностные свойства хризотил-асбестов различных месторождений СССР. - Тезисы докладов на VI Юбил. Всес. конф. по колл. химии. Воронеж, 1968.
- Грачева О.И., Епинатьева В.И. Электрокинетические свойства хризотил-асбеста различных месторождений СССР. - Труды НИИАсбестцемента, 1971, вып. 26.
- Лашнев И.М. Электронномикроскопическое и электронографическое изучение хризотил-асбеста Клембайского месторождения. Изд-во "Наука", 1968.
- Меренков Б.Я. Генезис хризотил-асбеста. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 2.
- Надгорный Э.М., Григорова Л.Ф., Иванов А.П. Механические свойства синтетических волокнистых фторамфиболов и некоторых природных асбестов. - Изв. АН СССР, Неорган. материалы, 1965, 1.
- Перлин В.Д. Методика исследования агрегативной связности волокон хризотил-асбеста. - Труды НИИАсбестцемента, 1969, вып. 25.
- Перлин В.Д. О прочности связи между волокнами хризотил-асбеста. Изв. АН СССР, серия геол., 1971, вып. 3, 66.
- Соболев Н.Д., Волочаев В.Я. Петрография и генезис месторождений ломкого хризотил-асбеста. Изд-во "Недра", 1966.
- Соколов П.Н., Михайлов Р.М. Технология асбестоцементных материалов. Промстройиздат, 1949.

- Сыромятников Ф.В. Об определении временного сопротивления растяжению хризотил-асбеста. Мин. сырье, 1927, № 9.
- Сыромятников Ф.В. Влияние высушивания на прочность хризотил-асбеста. - Мин. сырье, 1930, № 1.
- Сыромятников Ф.В. Сцепление волокон хризотил-асбеста. - Асбест, 1933, № 21-24.
- Хейкер Д.М., Фланцбаум И.М., Бубелева Л.В. Определение размеров элементарных волокон хризотил-асбестов. - Кристаллография, 1967, 12, № 3.
- Хейкер Д.М., Грачева О.И., Фланцбаум И.М., Бубелева Л.В. Исследование фибриллярной структуры и термических превращений хризотилового асбеста. - Труды НИИ Асбестинента, 1968, вып. 23.
- Aveston J. The mechanical properties of asbestos. - J. mat. sci., 1969, 4, N 7.
- Bates T. F., Comer J. J. Further observation on the morphology of chrysotile and halloysite. - Clay a. Clay minerals, Proc. of VI-th Nat. Conference, 1959.
- Fripiat J. J., Della Faille M. Surface properties and texture of chrysotiles. - Clay a. Clay minerals, Proc. of 15-th Nat. Conference, 1967.
- Maser R., Rise R. V., Keug H. P. Chrysotile morphology. - Amer. Min., 1960, 45.
- Marsh M. A. Micro-tensile testing machine. - J. Sci. Instr., 1961, 38.
- Martinez E., Zucker G. Asbestos orebody minerals studied by Zelta-potential measurements. - J. Phys. Chem., 1960, 64.
- Martinez E. The effect of sodium silicate on the filtration rate of asbestos fibre. - Can. Min. Metall. Bull., 1964, 57, N 630.
- Naumann A. W., Dresher W. H. The morphology of chrysotile asbestos as inferred from nitrogen adsorption data. - Amer. Min., 1966, 51.
- Pundsack F. Z. The properties of asbestos; The colloidal and surface chemistry of chrysotile. - J. Phys. Chem., 1955, 59.
- Pundsack F. Z. The properties of asbestos. II. The density and structure of chrysotile. - J. Phys. Chem., 1956, 60.
- Pundsack F. Z. Pore structure of chrysotile asbestos. - J. Phys. Chem., 1961, 65.
- Yada K. Study of chrysotile asbestos by a high resolution electron microscope. - Acta cryst., 1967, 23.
- Zukowski R., Gase R. Tensile strength of asbestos. - Nature, 1959, 183, N 4653.

ИССЛЕДОВАНИЕ КАЧЕСТВА АСБЕСТА ДЖЕТЫГАРИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ТИПОВ РУД И ИХ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

Джетыгаринское месторождение хризотил-асбеста является сырьевой базой асбестоцементной промышленности. Хризотил-асбест Джетыгаринского месторождения в отличие от асбеста Баженовского месторождения обладает иными физическими, физико-химическими и технологическими свойствами (Бубелева, Зевин, 1968; Мешков, 1969; Вахидов, 1970; Гринберг, Вахидов, 1970). Хризотил-асбест Джетыгаринского месторождения в настоящее время может быть использован только в смеси с баженовским асбестом и в количестве, не превышающем 15–25% при производстве шифера "ВО", не более 30% для волнистых листов "СВ" и не более 50% при изготовлении волнистых листов "УВ" (Беркович, Бирюков, 1969; Беркович и др., 1971; Мешков, 1969). Результаты указанных работ были получены при лабораторных и промышленных испытаниях джетыгаринского асбеста из руд верхних трех горизонтов (274, 260 и 245 м). Резкое ухудшение физико-механических показателей шифера при использовании одного джетыгаринского асбеста рассматривалось лишь в связи с выветрелостью асбестовых руд.

Исследовательской лабораторией комбината "Кустанайасбест" в течение ряда лет проводится сравнительное изучение качества волокна джетыгаринского асбеста из различных разновидностей серпентинитов. Оценка качества волокна при этом производится непосредственно по результатам лабораторных испытаний асбестоцемента, полученного по существенному в настоящее время принципу формирования шифера. Было изучено 156 проб асбеста залежи "Основной" Джетыгаринского месторождения.

Пробы асбеста были извлечены из керна скважин до глубины 90 м, начиная с горизонта 274 м. В процессе исследований было сформовано 1872 асбестоцементного образца с использованием асбеста из четырех типов руд, представленных: 1) неизменными свежими апоперидотитовыми серпентинитами; 2) разрушенными апоперидотитовыми серпентинитами без включений магнетита; 3) разрушенными апоперидотитовыми серпентинитами с включениями магнезита; 4) неизменными свежими и разрушенными апоперидотитовыми серпентинитами с включениями крупных аполунитовых тел. Каждый тип руд характеризовался по разновидностям серпентинитов в соответствии с классификацией В.Р. Артемова (Артемов, Ковалева, 1967). Результаты определения технологических свойств волокон в зависимости от типов руд и их петрографической структуры приведены в табл. 1.

Наилучшим качеством в асбестоцементных изделиях обладают волокна, извлеченные из неизменных апоперидотитовых лизардитовых серпентинитов псевдоморфно-пластинчатого строения. Асбест из этих серпентинитов по технологическим свойствам не уступает асбесту Баженовского месторождения и может быть использован в производстве шифера без добавки баженовского асбеста.

Качество волокна ухудшается, если оно извлечено из тех же руд, но подверженных выветриванию. Существенно это сказывается на снижении (до 5 отн. %) объемного веса шифера – одного из главных показателей его качества. Еще в большей степени наблюдается ухудшение качества асбеста, извлеченного из апоперидотитовых серпентинитов с включениями крупных аполунитовых тел. Так, прочность при изгибе асбестоцементных листов, изготовленных на волокне из указанных серпентинитов, ниже на 9,5–20,8%, а объемный вес листов – на 2,0–7,4%, по сравнению с тем, когда используется волокно из невыветрелых апоперидотитовых серпентинитов идентичной петрографической структуры. Такое существенное снижение физико-механических свойств шифера приводит в конечном итоге к массовому браку асбестоцементных листов и делает их непригодными по морозостойкости и долговечности.

Волокна из разрушенных апоперидотитовых серпентинитов с включением магнезита оказываются, как показали испытания, совершенно непригодными для про-

Таблица 1

Технологические свойства волокна Джетыгаринского месторождения в зависимости от типов руд и их петрографической структуры

Тип руды	Тип серпентинита и структура	Прочность при изгибе листа, кг/см ²	Объемный вес листа, г/см ³	Отн. % ухудшения качества волокна
Неизмененные апоперидотитовые серпентиниты	Лизардитовый, псевдоморфно-пластинчатая	300	1,62	0
	Лизардитовый, петельчатая	303	1,56	3,7
	Хоризотитовый петельчатый серпентинит	264	1,47	9,3
Разрушенные апоперидотитовые серпентиниты без включений магнетита	Лизардитовый, псевдоморфно-пластинчатая	296	1,54	0
	Лизардитовый, петельчатая	267	1,51	2,0
	Хоризотитовый серпентинит, петельчатая	244	1,39	9,8
Разрушенные апоперидотитовые серпентиниты с включениями магнетита	Петельчатая	251	1,41	-
Неизмененные и разрушенные апоперидотитовые с включениями крупных аподунитовых тел	Лизардитовый, псевдоморфно-пластинчатая	255	1,50	0
	Лизардитовый, петельчатая	240	1,48	1,3
	Хризотитовый серпентинит, петельчатая	239	1,44	4,0

изводства шифера. Для этого случая характерно то, что при волнировке сырых листов возникает сеть мелких трещин, приводящих к браку полуфакбриката.

Определение физико-механических свойств асбестоцемента, сформированного с использованием волокон, из различного типа руд показало четкую зависимость качества волокна от петрографического состава вмещающих пород. Наилучшим качеством обладают асбестовые волокна из лизардитовых серпентинитов псевдоморфно-пластинчатого строения, наихудшим - волокна из хризотитовых серпентинитов. Волокна из лизардитовых серпентинитов петельчатой структуры по качеству занимают промежуточное положение.

Заметное снижение прочности при изгибе и объемного веса асбестоцементных листов, изготовленных с применением волокна из хризотитовых серпентинитов или лизардитовых петельчатого строения, по сравнению с волокнами из лизардитовых серпентинитов псевдоморфно-пластинчатого строения, обусловлено, на наш взгляд, большей хрупкостью волокон из первых двух типов серпентинитов, вследствие чего при их распушке на бегунах и в голландере они укорачиваются и соответ-

ственно снижают свое технологическое качество. Как видно из табл. 1, по физико-механическим показателям шифера наихудшие результаты наблюдаются тогда, когда лист формируется с применением асбеста из хризотилowych серпентинитов. Относительный процент снижения технологического качества волокна, например по испытаниям на объемный вес асбестоцемента, может достигать величины, равной 9,8.

Еще один важный вывод вытекает из анализа результатов определения прочности и объемного веса листов. Волокна из свежих и выветрелых серпентинитов могут обладать практически одинаковым технологическим качеством, если они извлечены из серпентинитов, отличающихся петрографической структурой. Так, волокно из свежих апоперидотитовых лизардитовых серпентинитов петельчатого строения по качеству идентично волокну из выветрелых апоперидотитовых лизардитовых серпентинитов псевдоморфно-пластинчатого строения или также практически одинаковы по качеству волокна из свежих апоперидотитовых хризотилowych серпентинитов и выветрелых лизардитовых петельчатого строения.

Таким образом, технологическое качество асбеста Джетыгаринского месторождения определяется не только выветренностью руд, но, пожалуй, в большей степени типом вмещающих асбест серпентинитов и их структурой.

Результаты определения зависимости качества волокна от глубины его залегания приведены в табл. 2. Анализ данных этой таблицы показывает следующее. Волокно второй группы из разрушенных апоперидотитовых серпентинитов горизонта 274 м центрального участка обладает неудовлетворительным технологическим качеством. Однако, судя по высоким значениям прочности связи волокна с цементом в асбестоцементе (повышенный коэффициент прочности листов), асбест может быть без ущерба качеству изделий использован в технологии формирования шифера.

Слой 260 м, представленный в исследовании второй и четвертой группами асбеста, отличается от горизонта 274 м лучшими значениями качества волокна. Волокна из разрушенных апоперидотитовых серпентинитов второй группы, отобранные с севера и центра залежи "Основной", имеют практически одинаковое технологическое качество. Физико-механические показатели асбестоцементных образцов, сформованных из этого же асбеста, но отобранного с юга залежи, несколько ухудшенные по сравнению с образцами на асбесте северного и центрального участков.

Ухудшенными технологическими показателями обладает волокно четвертой группы апоперидотитовых серпентинитов с включением крупных аподунитовых тел. Волокно из этих серпентинитов северного и центрального участков залежи по качеству подобно волокну из разрушенных апоперидотитовых серпентинитов горизонта 274 м. Все технологические показатели указанных проб двух горизонтов довольно близки между собой. Исключение составляет прочность на изгиб образцов, которая при использовании волокна слоя 260 м оказалась очень низкой. Это обстоятельство привело к снижению до недопустимой величины прочности связи волокон в асбестоцементе. И вовсе неудовлетворительным качеством обладает волокно четвертой группы руд с южного участка горизонта 260 м. Указанное волокно непригодно для формирования асбестоцемента по существующей технологии из-за невозможности получения изделия достаточной плотности.

В целом в зонах с включениями крупных аподунитовых тел волокно обладает неудовлетворительными технологическими свойствами.

На горизонте 245 м волокно из апоперидотитовых серпентинитов I группы исключительно хорошего качества. По технологическим свойствам волокно из разрушенных апоперидотитовых серпентинитов идентично подобным волокнам горизонта 260 м.

Совершенно непригодным по качеству является асбест из апоперидотитовых серпентинитов с включениями магнезита. Асбестоцемент с применением этого асбеста имеет очень низкий объемный вес (1,35-1,43 г/см³) и, следовательно, неудовлетворительную морозостойкость.

С глубиной залегания асбеста разница по качеству волокна проявляется меньше. Так, на 230 м технологические свойства асбеста из идентичных серпентинитов независимо от участков их расположения становятся одинаковыми. По-прежнему различие по качеству наблюдается у волокон по группам серпентинитов. Независимо

Таблица 2

Качество волокна для различных горизонтов основных разновидностей серпентинитов

Горизонт, м	Тип руды и серпентинита	Север						Центр					
		δ	W	R _{изг}	γ_0	K _{пр}	P _у	δ	W	R _{изг}	γ_0	K _{пр}	P _у
274	II	-	-	-	-	-	-	1,11	29,4	290	1,46	136	5050
260	II	0,98	27,9	220	1,54	93	4907	0,90	27,0	256	1,54	108	4435
	IV	1,04	29,6	163	1,48	74	4740	1,03	29,0	203	1,47	94	5160
245	I	-	-	-	-	-	-	0,93	27,4	315	1,61	121	5530
	II	0,88	27,6	259	1,52	112	4816	0,95	27,6	305	1,55	127	5200
	III	1,04	28,3	202	1,35	111	4290	1,13	26,4	212	1,43	103	5150
230	I	-	-	-	-	-	-	0,89	26,9	298	1,60	117	5362
	II	0,89	29,0	295	1,51	129	4560	0,90	28,4	294	1,52	126	5043
	III	1,02	29,9	320	1,47	143	5530	1,05	28,5	262	1,49	118	4875
	IV	0,85	29,0	218	1,39	112	5130	-	-	-	-	-	-
	I	-	-	-	-	-	-	0,82	25,6	350	1,62	137	4733
	II	-	-	-	-	-	-	0,82	25,8	344	1,60	134	4876
215	III	-	-	-	-	-	-	0,84	26,6	336	1,52	146	5270
	IV	-	-	-	-	-	-	1,19	31,2	363	1,45	172	5810
	I	-	-	-	-	-	-	0,81	26,0	369	1,67	132	5003
200	II	-	-	-	-	-	-	0,98	25,9	352	1,58	141	4497
	III	-	-	-	-	-	-	0,75	26,2	305	1,55	126	4962
185	I	-	-	-	-	-	-	0,84	25,8	362	1,63	136	4502
	II	-	-	-	-	-	-	0,82	25,8	372	1,56	153	4610

I - невыветрелые апоперидотовые серпентиниты, лизардитовые, псевдоморфно-пластинчатые; то же с ядрами перидотита, взятые с контакта с очень редкими полосками аподунитовых серпентинитов; II - разрушенные апоперидотовые серпентиниты, хризотилловые, петельчатые, взятые с контакта аподунитовых серпентинитов; III - апоперидотовые серпентиниты, разрушенные и свежие, хризотилловые и лизардитовые, псевдоморфно-пластинчатые и петельчатые, с жилами магнезита; IV - разрушенные и свежие апоперидотовые серпентиниты с включением крупных аподунитовых тел.

Таблица 2 (окончание)

Горизонт, м	Тип руды и серпентинита	Юг						Среднее					
		δ	W	R _{изг}	γ_0	K _{пр}	P _у	δ	W	R _{изг}	γ_0	K _{пр}	P _у
274	II	-	-	-	-	-	-	1,11	29,4	290	1,46	136	5050
260	II	0,89	28,6	193	1,50	86	4750	0,92	27,8	223	1,53	96	4700
	IV	0,82	29,0	197	1,39	101	4652	0,96	29,2	188	1,45	89	4847
245	I	0,72	24,9	338	1,64	126	4640	0,93	26,2	327	1,63	123	5085
	II	0,77	28,0	271	1,50	120	4520	0,87	27,7	278	1,52	120	4845
230	III	-	-	-	-	-	-	1,08	27,8	207	1,39	108	4720
	I	0,74	25,0	355	1,63	133	4820	0,82	26,0	326	1,62	124	5091
	II	0,66	27,9	292	1,46	1,37	3960	0,82	28,4	294	1,50	131	4521
	III	-	-	-	-	-	-	1,03	29,2	291	1,48	133	5202
	IV	-	-	-	-	-	-	0,85	29,0	218	1,39	112	5130
	I	0,87	25,2	318	1,65	116	5100	0,85	25,4	339	1,64	126	4916
215	II	-	-	-	-	-	-	0,82	25,8	344	1,60	134	4876
	III	-	-	-	-	-	-	0,84	26,6	336	1,52	146	5270
	IV	-	-	-	-	-	-	1,19	31,2	363	1,45	172	5810
	I	0,87	24,6	303	1,61	116	4120	0,84	25,3	336	1,64	125	4561
200	II	-	-	-	-	-	-	0,98	25,9	352	1,58	141	4497
	III	-	-	-	-	-	-	0,75	26,2	305	1,55	126	4962
185	I	0,85	25,4	316	1,64	118	5210	0,85	25,6	339	1,64	126	4856
	II	-	-	-	-	-	-	0,82	25,8	272	1,56	153	4610

Таблица 3

Результаты промышленных испытаний асбеста из различных серпентинитов и горизонтов залежи "Основной" Джетыгаринского месторождения

Шиферные заводы и технологические показатели	274 м	260 м	245 м		
	23,50- 24,00	11,50- 11,90	11,90- 12,10	17,25- 17,65	14,80- 15,60
Семипалатинский шифер "ВО"					
Толщина слоя, мм	0,87	0,79	-	0,87	-
Влажность листа, %	26,8	25,4	-	25,8	-
Прочность на изгиб, кг/см ²	151	149	-	163	-
Объемный вес, г/см ³	1,50	1,57	-	1,60	-
Коэффициент прочности ($K_{пр} \cdot 10^3$), см ⁴ /г	67	61	-	64	-
Белгородский шифер "ВО"					
Толщина слоя, мм	-	-	0,84	-	0,91
Влажность, %	-	-	25,2	-	25,0
Прочность на изгиб, кг/см ²	-	-	175	-	194
Объемный вес, г/см ³	-	-	1,62	-	1,59
Коэффициент прочности ($K_{пр} \cdot 10^3$), см ⁴ /г	-	-	67	-	77

от глубины залегания асбеста лучшими по качеству являются волокна первой группы из невыветрелых апоперидотитовых серпентинитов.

Худшим качеством обладает асбест из зон с включением крупных тел аподунитовых серпентинитов, и наихудшим - из апоперидотитовых серпентинитов с включениями магнезита. Следует заметить, что независимо от участков залежи качество волокна из указанных групп серпентинитов заметно улучшается с глубиной его залегания.

Промышленные испытания джетыгаринского асбеста в производстве асбестоцемента проводились исследовательской лабораторией комбината "Кустанайасбест" совместно с институтом НИИАсбестцемент, ВНИПроектаасбест и работниками асбестоцементных заводов. Опытные партии шифера выпускались на Семипалатинском и Белгородском комбинатах асбестоцементных изделий (табл. 3).

Отобранные из трех горизонтов серпентиниты петрографически мало чем отличаются между собой. Так, с горизонта 274 м асбест из руд центрального участка (линии 25⁵⁰-24⁸⁰) был извлечен из апоперидотитовых хризотилловых серпентинитов, отобранных с контакта с аподунитовыми, т.е. этот асбест в соответствии с приведенной классификацией волокна по качеству относится ко второй группе серпентинитов. Две опытные пробы асбеста горизонта +260 м не отличались между собой по петрографическому составу серпентинитов. Обе они были взяты с центрального участка - первая с линии 11,50-11,90 и вторая с линии 11,90-12,10. Волокно было извлечено из апоперидотитовых серпентинитов с включением аподунитовых. Эти пробы асбеста также относятся ко второй группе серпентинитов. С горизонта +225 м центрального участка были также отобраны две пробы асбеста из мало отличающихся между собой серпентинитов. Одна - с линий 17,25-17,65, другая - с линий 14,80-15,60. Обе они были извлечены из апоперидотитовых лизардитовых серпентинитов с полосками аподунитовых и с включениями магнезита. Первая по структуре была петельчатого строения, вторая - псевдоморфно-пластинчатого.

Таким образом, опытная партия асбеста из горизонта 1245 м также относится ко второй группе серпентинитов. Следовательно, ранее сделанный вывод, что испытанные асбесты трех горизонтов по технологическим свойствам были одинаковы, можно объяснить индентичностью петрографической структуры серпентинитов горизонтов 274, 260 и 245 м.

Опытные листы шифера "ВО", полученные на Семипалатинском комбинате с применением асбеста трех горизонтов, по физико-механическим показателям были практически одинаковы. Рост объемного веса и прочности при изгибе листов при использовании асбеста 245 м был вызван повышением удельных давлений дополнительного подпрессовочного вала и форматного барабана. Брак шифера при использовании джетыгаринского асбеста независимо от глубины его залегания был весьма завьшенным, а при повышенных давлениях прокатки с целью получения нормативных величин объемного веса и прочности листов, как было принято для асбеста горизонта +245 м, брак возрастал еще больше - асбестоцементные волнистые листы покрывались сетью мелких трещин.

К массовому браку шифера "ВО" (до 30-40%) приводит еще большее увеличение давления прокатки с применением джетыгаринского асбеста. Об этом свидетельствуют эксперименты на Белгородском комбинате по производству шифера "ВО".

Выводы

1. Многочисленными опытами установлено, что технологическое качество волокна зависит от того, в каких разновидностях серпентинитов оно находится.

2. Наилучшим технологическим качеством независимо от глубины залегания руд обладают волокна из свежих апоперидотитовых серпентинитов с ядрами перидотита. По своим технологическим свойствам асбест из этих пород не отличается от асбеста Баженовского месторождения.

3. Несколько худшего качества волокна из разрушенных апоперидотитовых серпентинитов, лизардитовых, псевдоморфно-пластинчатого строения с ядрами перидотита. Асбестоцемент, сформованный из этого асбеста, обладает нормативными физико-механическими показателями.

4. Волокна из серпентинитов, разрушенных, апоперидотитовых, хризотилowych, а также взятые с контакта с аподунитовыми серпентинитами по технологическим свойствам ухудшены. Использование этого асбеста в производстве шифера снижает качество изделий. По физико-механическим показателям шифер из этого асбеста не достигает или едва достигает нормативных величин.

5. Наихудшим технологическим качеством обладает асбест, извлеченный из апоперидотитовых серпентинитов, как свежих, так и разрушенных, с включением крупных аподунитовых тел. Шифер, сформованный из этих волокон, характеризуется наличием множества мелких трещин, малой прочностью на изгиб и малой плотностью.

6. Асбест из серпентинитов (независимо от глубины их залегания и типов), содержащих жилы магнезита, совершенно непригоден по качеству для производства асбестоцемента. Его применение приведет к массовому браку полуфабриката.

7. Асбесты из руд разных горизонтов могут обладать одинаковыми технологическими свойствами, если они извлечены из идентичных групп серпентинитов по качеству волокна. Это подтверждают промышленные испытания волокна из руд горизонтов 274, 260 и 245 м, проведенные на Белгородском и Семипалатинском комбинатах асбестоцементных изделий.

Литература

- Артемов В.Р., Ковалева Г.А. Минералогия месторождений хризотил-асбеста. - В кн. "Месторождения хризотил-асбеста СССР", Изд-во "Недра", 1967.
- Бубелева Л.В., Зевин Л.С. Тонкая структура джетыгаринского хризотил-асбеста. - Труды НИИ Асбестоцемента, 1968, вып. 24.
- Беркович Т.М., Бирюков А.И. Производство асбестоцементных изделий с использованием асбеста Джетыгаринского месторождения. - Строит. материалы, 1969, № 6.

- Беркович Т.М., Валуков Э.А., Бирюков А.И. Пути эффективного использования асбеста Джетыгаринского месторождения в производстве листовых асбестоцементных изделий. - Труды НИИАсбестоцемента, 1971, вып. 26.
- Вахидов Д.Н. Структура и товарные качества асбеста Джетыгаринского месторождения. - Тезисы докл. Научно-технической конференции "Производство и применение асбестоце-мента". Магнитогорск, 1970.
- Гринберг Ф.А., Вахидов Д.Н. Улучшение качества джетыгаринского асбеста. - Строит. материалы, 1970, № 6.
- Мешков Г.В. Пути повышения качества и расширения ассортимента асбестоцементных из-делий. - Строит. материалы, 1962, № 4.
- Огнев А.С. Использование распушки волокна как метода для изучения физико-механических свойств хризотил-асбеста. - Труды ВНИИПроектасбест, 1962, вып. 3.

ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АМФИБОЛОВЫХ АСБЕСТОВ В ГИПЕРБАЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

В гипербазитовых массивах встречаются месторождения нескольких разновидностей амфиболовых асбестов различного генезиса. Общим для всех месторождений является их образование в уже сформировавшихся массивах ультраосновных пород под влиянием либо более молодых кислых интрузий либо процессов регионального метаморфизма.

Независимо от особенностей генезиса амфиболовые асбесты встречаются в ассоциации с такими минералами, как тальк, карбонат, хлорит, вермикулит.

Известны месторождения актинолит-асбеста, магнезиоарфведсонит-асбеста и антофиллит-асбеста.

Возникновение месторождения того или иного вида амфиболового асбеста зависит главным образом от особенностей химического состава комплекса вмещающих горных пород, или, точнее, присутствия в пределах зон асбестообразования (представленных змеевиками и серпентинизированными перидотитами) горных пород — дополнительных источников щелочей или кальция.

Магний и железо в избытке присутствуют в змеевиках.

Актинолит-асбест иногда образует линзовидные тела в эндоконтакте гранитоидных жил, располагаясь между хлоритовой и тальк-карбонатной зоной, либо образует серии жил в апосерпентинитовых тальк-карбонатных породах. Наиболее часто жилы имеют слугановолокнистую текстуру (Абдул-Касимовские месторождения на Урале). Проявления такого типа невелики по масштабам и в настоящее время не эксплуатируются, однако в дальнейшем могут представить интерес как источник сырья для наполнителей в органических полимерах.

Проявление актинолит-асбеста в ультраосновных породах относится либо к контактово-реакционным либо к инфильтрационным типам месторождений и во всех случаях связано с воздействием на гипербазиты гранитоидов и связанных с ними гидротермальных растворов.

Магнезиоарфведсонит-асбест — волокнистая разновидность щелочного амфибола магнезиоарфведсонита.

Месторождения магнезиоарфведсонит-асбеста также приурочены к комплексу тальк-хлорит-карбонатных пород, образующихся вдоль крупных зон разломов в змеевиковых массивах под влиянием углекислых растворов, связанных с более молодым гранитоидным магматизмом.

Характерной особенностью строения асбестоносных залежей является присутствие в них зональных вермикулит-хлоритовых жильных тел, образовавшихся на месте спессартитовых жил комагматической серии.

Вермикулитизация и хлоритизация спессартитов шши параллельно с образованием зонального комплекса апозмеевиковых тальк-хлорит-карбонатных пород. Натрий, высвобождающийся при конечной хлоритизации полевых шпатов спессартитов, в значительной степени определяет образование магнезиоарфведсонита и магнезиоарфведсонит-асбеста в тальк-хлорит-карбонатных залежах на последних стадиях процесса.

Магнезиоарфведсонит-асбест встречается в виде трех разновидностей: прочного эластичного, ломкого и каменистого.

Магнезиоарфведсонит-асбест наряду с высокой механической прочностью (до 300 кг/мм^2) обладает четко выраженными коллоидными свойствами, давая устойчивую суспензию с водой, а также характеризуется значительной сорбционной способностью.

Сказанное позволяет отнести месторождения магнезиоарфведсонита к контактово-реакционным (биметасоматическим) месторождениям.

Биметасоматические взаимодействия между двумя разнородными в химическом отношении породами (змеевик+спессартиты) возникает в результате проникновения в зону их контакта более поздних кремниекислых и углекислых растворов, связанных с более молодыми по сравнению с ультрабазитами гранитоидами.

В процессе взаимодействия змеевикового материала и вещества спессартитов формируются рудные растворы, обогащенные натрием, что приводит к образованию в условиях магнезиальной среды щелочного магнезиального асбеста (Андреев, 1957).

Антофиллит-асбест является единственным видом кислотоупорного волокнистого сырья, используемого нашей промышленностью.

История исследований месторождений антофиллит-асбеста за рубежом насчитывает около 50 лет. Месторождения антофиллит-асбеста в нашей стране изучаются с 1933 г. Вопрос их генезиса оказался достаточно сложным, и в настоящее время образование месторождений объясняется с двух противоположных позиций.

Одна точка зрения, основоположником которой является П.М. Татаринев, объясняет образование антофиллит-асбестовых месторождений в результате метаморфизма апопероксенитовых пород под влиянием контактового воздействия гранитных интрузий.

Вторая точка зрения принадлежит Б.Я. Меренкову, который связывал образование антофиллита и антофиллит-асбеста с процессами регионального метаморфизма, развивающимися в регрессивном направлении, в результате чего минеральные парагенезисы высокотемпературной фации (вторичные оливин-энстатитовые породы) замещались антофиллитом, антофиллит-асбестом и другими минералами.

В последних работах Б.Я. Меренков считал, что наряду с энстатитом образовался высокотемпературный тальк, замещенный позже антофиллитом и антофиллит-асбестом. Так как, по его мнению, процесс происходил без доступа вещества извне, источником воды служил тоже тальк.

Метаморфизм, связанный с внедрением гранитных жил, по его мнению, накладывался на ранее формировавшиеся месторождения антофиллит-асбеста и мог в конечном итоге уничтожить их в результате процессов низкотемпературного оталькования (Меренков, Хмара, 1971).

Приведенные диаметрально противоположные точки зрения, каждая по отдельности, не объясняют всей суммы фактов, наблюдаемых на месторождениях антофиллит-асбеста.

По этой причине мы вынуждены были выдвинуть новую гипотезу образования месторождений антофиллит-асбеста, которая рассматривает их как метаморфогенные и контактные образования, т.е. такие, которые возникают в результате контактного воздействия гранитов на ультраосновные породы, осуществляющегося в условиях гранулит-амфиболитовой фации метаморфизма.

В пользу такой точки зрения говорит факт нахождения месторождений в комплексе пород гранулит-амфиболитовой фации метаморфизма, а также присутствие в пределах рудных полей гранитных пород, фактически вмещающих месторождения (Андреев, Петров, 1970).

Месторождения приурочены к блокам и линзам метаморфизованных серпентинитов и перидотитов, залегающих среди гнейсо-сланцевого комплекса Сысертского-Ильменогорского мегаантиклинория, являющегося частью Восточно-Уральского поднятия. Возраст ультраосновных пород послеландоверийский. Они наиболее широко распространены среди пород черновской и сысертской свит, входящих в состав Сысертского мигматитового комплекса. Очень часто асбестоносные ультрабазиты пространственно связаны с гранитоидами (Сысертское, Мочаловское, Терсутское месторождения) и залегают среди гранитов в виде овальных и линзовидных тел. Метаморфизованные гипербазиты рассекаются жильными породами различного состава (биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные граниты, пегматиты, аплиты). По существу в качестве асбестоносного следует рассматривать комплекс гранитов с погруженными в них телами метаморфизованных гипербазитов, а гиперзиты - в качестве асбестовмещающих горных пород.

Все асбестовмещающие гипербазиты имеют зональное строение, возникшее, по-видимому, в несколько этапов.

Первоначальное изменение с образованием вторичных оливин-энстатитовых пород имело место в стадию прогрессивного метаморфизма, достигавшего гранулитовой фации. Последующий метаморфизм ультрабазитов связан с появлением гранитного материала (по-видимому анатектического происхождения), с возникновением комплекса тальк-хлорит-карбонатных, тальк-хлорит-карбонатно-антофиллитовых, карбонатно-антофиллитовых, хлоритовых и вермикулитовых пород и

серии жильных образований. Вследствие обменных реакций между гипербазитовым и гранитным материалом наблюдается десиликация гранитов, приводящая к образованию мусковит-корунд-хлоритовидных агрегатов, часто с включениями шпинели.

На месторождении зональные колонки горных пород возникают как в случае непосредственного контакта ультрабазитов с гранитоидами, так и при отсутствии такового. При наличии непосредственного контакта ультрабазитов с гранитоидами зональность возникает либо в контакте с крупными массами гранитов, окружающих тела гипербазитов, либо в контакте гипербазитов с рассекающими их жилами гранитов, пегматитов и аплитов.

При отсутствии непосредственного контакта ультрабазитов с гранитоидами зональность возникает вдоль трещин.

Соответственно от контакта с гранитами в сторону гипербазитов или от осевой части трещины образуются следующие зональные колонки:

1) гранит, вермикулитовая-хлоритовая, тальк-карбонатная-тальк-карбонатно-антофиллитовая, оливин-энстатитовая порода, оталькованный и карбонатизированный серпентинит, серпентинизированный перидотит;

2) жильная порода (гранит, пегматит, аплит), вермикулитовая, хлоритовая, тальковая, тальк-карбонатная, тальк-карбонатно-антофиллитовая порода, оталькованный и карбонатизированный серпентинит, серпентинизированный перидотит;

3) антофиллит-хлоритовая-тальк-карбонатная порода - оталькованный и карбонатизированный серпентинит-серпентинизированный перидотит.

С отдельными зонами колонок генетически связаны жильные образования. Среди тальк-карбонатно-антофиллитовых пород встречаются жилы вермикулита, хлорита, талькита, тальк-карбонатной породы, антофиллита. Нами наблюдались случаи отщепления жил от зон соответствующего состава, а также пересечение жил различного состава (антофиллитовые жилы пересекаются вермикулитовыми, вермикулитовые жилы пересекаются жилами антофиллитовыми). Такие пересечения свидетельствуют, с одной стороны, о длительности процессов минералообразования, а с другой - о протекании этих процессов в условиях непрерывной тектонической активности.

С нашей точки зрения, месторождения антофиллит-асбеста возникают в результате контактного воздействия гранитов на ультраосновные породы в условиях регрессивного регионального метаморфизма, начинающегося от гранулит-амфиболовой фации. О связи месторождений антофиллит-асбеста с процессами регионального метаморфизма говорит повсеместное нахождение месторождений среди метаморфических комплексов, включающих в свой состав породы гранулит-амфиболовой фации (Rabbit, 1968). С другой стороны, значительную роль в строении рудных полей играют граниты и их жильные фации, причем антофиллит-асбестовые породы занимают определенное место в зональной колонке апогипербазитовых метаморфических пород на контакте с гранитоидами.

Асбестоносный комплекс, представленный метаморфизованными гипербазитами и гранитами, характеризуется изохимическим характером метаморфизма. В процессе метаморфизма в асбестоносных зонах происходит значительное выравнивание химических потенциалов магния и железа, о чем свидетельствует постоянный химический состав антофиллита и антофиллит-асбеста, представленных на месторождениях магнезиальным антофиллитом. На это же указывает одинаковый состав жильного антофиллит-асбеста и антофиллит-асбеста звездчатой и пучковатой текстур из рудных зон. Последний факт в случае подтверждения дальнейшими исследованиями может иметь важное практическое значение, так как проявления жильного антофиллит-асбеста в пределах гнейсовых комплексов можно будет рассматривать в качестве поискового признака промышленных месторождений антофиллит-асбеста.

В отличие от исследователей, занимавшихся вопросами типизации месторождений амфиболит-асбеста (Хмара, Байраков, 1967; Ефимов, Бурд, 1968), мы не рассматриваем их в качестве метаморфогенно-метасоматических или метаморфогенных, а относим к метаморфогенным и контактным образованиям. К месторождениям такого типа относятся антофиллитовые тела Сысертского района на Урале, месторождение Хафатит (Amin, Afia, 1954), Бугетысай и другие в Мугоджарах и т.д.

Различие между отдельными месторождениями заключается в степени мигматизации вмещающих комплексов и в интенсивности проявления процессов анатексиса, приводящих к образованию гранитоидов, вмещающих асбестизированные гипербазиты. Максимальное развитие этих процессов наблюдается на Сысертской группе месторождений и месторождении Хафифит.

Меньшая интенсивность процессов гранитизации наблюдается на месторождениях Бугетысай и других в Мугоджарах.

Литература

- Андреев Ю.К. Щелочно-амфиболовая минерализация в некоторых змеевиковых массивах Урала. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 39.
- Андреев Ю.К., Петров В.П. Метаморфогенные и контактные месторождения антофиллит-асбеста. Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1970 г. М., 1970.
- Андреев Ю.К., Петров В.П. Генетическая классификация месторождений амфиболовых асбестов. - В сб. "Месторождения амфиболового асбеста и их генезис". Изд-во "Наука", 1971.
- Меренков Б.Я., Хмара А.Я. Характеристика кислого жильного комплекса на месторождениях антофиллит-асбеста Сысертской группы. - В сб. "Месторождения амфиболового асбеста и их генезис". Изд-во "Наука", 1971.
- Хмара А.Я., Байраков В.В. Генетическая классификация месторождений и проявлений антофиллит-асбеста. Докл. АН СССР, 1967, 172, № 1.
- Amin M.S., Afia M.S. Anthophyllite - Vermiculite deposit of Hafafit, Eastern Desert, Egypt. - Econ. Geol., 1954, 39, N 3, May 1954.
- Rabbitt I.C. A new study of the anthophyllite series. - Amer. Min., 1948, 33.

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА, МЕТАМОРФИЗМА И ПЕРСПЕКТИВЫ АСБЕСТОНОСНОСТИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ЗАПАДНОГО ПРИАЗОВЬЯ

Ультраосновные породы Западного Приазовья издавна привлекали внимание геологов. Особенно следует отметить детальное изучение ультрабазитов, выполненное И.С. Усенко (1960). Проводившиеся в течение 1961–1967 гг. поисково-разведочные работы по изучению антофиллит-асбестовой минерализации в ультраосновных породах позволили автору собрать новый фактический материал.

В пределах Западного Приазовья асбестоносные ультраосновные породы архейского возраста распространены преимущественно в бассейнах рек Берды, Кильтичи и Обиточной. Они образуют крупноплавающие пласто- и линзообразные тела, размеры выходов которых колеблются от 1×2 до 170×4500 м, а в преобладающей части составляют 5×20 м. Для Приазовья характерно линейное распределение тел ультрабазитов – результат приуроченности их к тектоническим нарушениям и зонам северо-западного простирания (Сорокинской, Куйбышевской) или будинажа более крупных массивов.

Природа ультраосновных пород

Неизмененные ультрабазиты в Западном Приазовье, за редким исключением, отсутствуют, и продукты их метаморфизма представлены главным образом амфиболизированными разностями, которые в неодинаковой степени подвержены процессам серпентинизации, хлоритизации, оталькования и карбонатизации. Среди амфиболовых пород широко распространены тремолитовые, в то время как антофиллитовые встречаются в основном на Осипенковском асбестопроявлении. Для изученных метаультрабазитов характерны сохранность реликтов оливина и отсутствие энстатита, который, вероятно, также являлся основным породообразующим минералом большинства первичных пород. Слабо метаморфизованные породы встречаются крайне редко – актинолитизированные диалагитовые пироксениты Осипенковского, тремолитизированные пироксениты Куйбышевского и актинолитизированные оливиновые бронзититы Андреевского участков.

Для установления первоначального петрохимического облика ультрабазитов произведен пересчет химических анализов в незначительной степени измененных (амфиболизированных, серпентинизированных, хлоритизированных, оталькованных и карбонатизированных) метаультрабазитов и серпентинитов Осипенковского, Куйбышевского асбестопроявлений и Андреевского участка по методикам А.Н. Заварицкого (1950) и Н.Д. Соболева (1959). В табл. 1 приведены анализы слабо измененных метаультрабазитов и серпентинитов, титано-железистое отношение, числовые значения ($\Sigma_{ур}$) уравнения гиперплоскости и процентное соотношение молекулярных количеств FeO, MgO, CaO.

Сравнение химических анализов пород и их петрохимических характеристик по А.Н. Заварицкому показывает, что все они (исключая обр. 1702) наиболее близки к среднему составу гарцбургитов по Дели. Пересчет анализов пород (табл. 1) и нанесение результатов его (табл. 2) на классификационную диаграмму И.А. Малахова (1952) позволили среди ультрабазитов (по составу виртуальных оливина, ромбического и моноклинного пироксенов) выделить следующие группы пород: оливиновые гарцбургиты, гарцбургиты и оливиновые бронзититы (фиг. 1).

На Осипенковском асбестопроявлении, как показали расчеты, исходные породы были представлены гарцбургитами, для которых характерны следующие колебания значений характеристик: S от 38,4 до 41 и b от 57 до 60,3. Содержание виртуального оливина в них варьирует от 48,1 до 64,4, моноклинного пироксена – от 2,1 до 8,0, ромбического пироксена от 26,4 до 45. Величина MF изменяется в пределах 4,5–7,1, и это позволяет отнести ультрабазиты данного участка к ультрафербазитам, что подтверждает предположения И.С. Усенко (1960).

Среди исходных пород Куйбышевского асбестопроявления можно выделить оливиновые гарцбургиты и гарцбургиты. Первая группа пород (ан. 6, 7, 8) характе-

Таблица 1

Химический состав слабо измененных метаультрабазитов и серпентинитов

Компо- ненты	Осипенковское асбестопроявление				
	1*	2	3	4	Средний анализ
	51**	52	734	896	
SiO ₂	41,67	38,59	39,70	39,50	39,86
TiO ₂	0,20	0,37	0,30	0,34	0,30
Al ₂ O ₃	1,65	1,19	1,60	1,00	1,36
Fe ₂ O ₃	5,09	5,82	4,29	5,66	5,21
FeO	7,63	3,74	5,64	5,43	5,61
MnO	0,16	0,10	0,18	0,08	0,13
CaO	1,05	0,50	1,10	1,92	1,14
MgO	32,00	36,00	34,16	34,40	34,14
Na ₂ O	0,08	0,05	He обн.	0,03	0,04
K ₂ O	0,03	0,02	"	He обн.	0,01
P ₂ O ₅	0,02	0,01	"	0,07	0,02
SO ₃	0,12	0,09	"	0,20	0,10
H ₂ O ⁻	1,19	1,07	0,30	He обн.	0,64
H ₂ O ⁺	7,86	11,82	10,82	10,00	10,12
CO ₂	1,58	0,59	1,90	1,21	1,32
Cr ₂ O ₃	-	-	0,19	0,19	0,19
CoO	-	-	0,016	0,018	0,017
NiO	-	-	0,32	0,39	0,35
Σ	99,95	99,96	100,51	100,44	100,55
$\frac{100\text{Ti}}{\text{Fe}}$	1,76	4,03	3,04	2,72	2,75
Σ _{ур}	5,111	2,072	3,594	3,499	3,559
	Процентное соотношение				
FeO	17	12	13	14,2	14
MgO	81	87	85	82,5	84
CaO	2	1	2	3,3	2

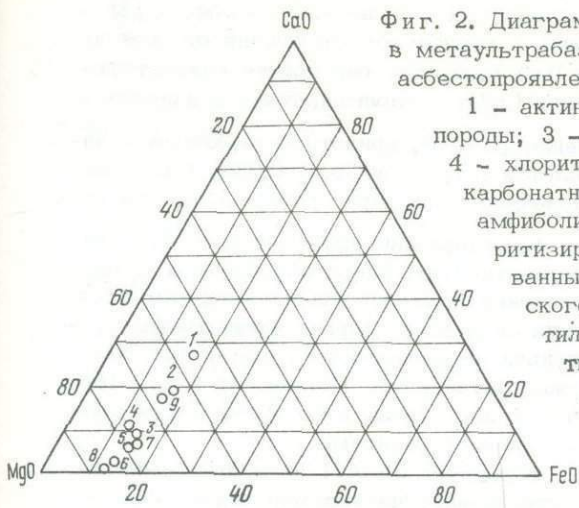
При мечание. 51 (шурф 13) - хлоритизированная и карбонатизированная антофилит-хризотил-сливиновая порода, аналитик В.А. Никулина; 52 (канавка 32) - карбонатизированный и хлоритизированный серпентинит, аналитик В.А. Никулина; 734 (скв. 15, глубина 37,5 м) - карбонатизированная и хлоритизированная тремолит-талково-хризотиловая порода, аналитик О.В. Кириченко; 896 (скв. 26, глубина 39,3 м) - хлоритизированная и карбонатизированная тремолит-оливин-хризотиловая порода, аналитик И.И. Горда; 1368 (скв. 185, глубина 45 м) - хлоритизированный серпентинит, аналитик О.В. Кириченко; 1549 (скв. 184, глу-

Компо- ненты	Куйбышевское асбестопроявление						Андреевский участок
	5	6	7	8	9	Средний анализ	10
	1368	1549	1551	1552	1371		1702
SiO ₂	38,31	37,42	36,80	37,40	39,00	37,78	48,16
TiO ₂	0,16	0,15	0,20	0,26	0,21	0,19	0,86
Al ₂ O ₃	0,52	0,50	0,83	0,22	Не обн.	0,41	3,00
Fe ₂ O ₃	7,95	6,28	6,61	6,56	7,12	6,90	6,64
FeO	2,23	4,45	3,98	4,20	2,17	3,40	8,42
MnO	0,15	0,16	0,17	0,20	0,15	0,16	0,40
CaO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,20	0,04	3,50
MgO	34,40	36,60	36,27	36,56	35,63	35,89	26,48
Na ₂ O	0,05	0,05	0,03	Не обн.	0,05	0,03	0,52
K ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	"	Не обн.	Не обн.	0,07
P ₂ O ₅	Сл.	Сл.	0,02	0,03	0,01	0,01	0,42
SO ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,46
H ₂ O ⁻	3,12	1,32	0,98	1,38	1,92	1,74	0,08
H ₂ O ⁺	12,32	12,80	13,40	12,91	13,15	12,91	0,58
CO ₂	0,16	0,20	0,22	0,18	0,22	0,19	Не обн.
Cr ₂ O ₃	0,40	0,18	0,17	0,06	0,12	0,18	0,15
CoO	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
NiO	0,30	0,30	0,33	0,28	0,28	0,30	0,23
Σ	100,09	100,43	100,02	100,25	100,24	100,14	99,98
$\frac{100Ti}{Fe}$	1,55	1,43	2,13	2,86	2,54	2,25	5,50
Σ _{ур}	-0,157	1,055	1,095	1,491	-0,255	0,594	12,120
молекулярных количеств							
FeO	12,3	13,3	13,3	13,4	11,7	13	21,8
MgO	87,7	86,7	86,7	86,6	87,9	87	71,5
CaO	-	-	-	-	0,4	-	6,7

бина 82 м) - хлоритизированный серпентинит, аналитик О.В. Кириченко; 1551 (скв. 184, глубина 86 м) - хлоритизированный серпентинит, аналитик О.С. Шабер (скв. 184, глубина 89 м) - серпентинит, аналитик О.С. Шабер; 1371 (скв. 185, глубина 49,5 м) - серпентинит, аналитик О.С. Шабер; 1702 (скв. 193, глубина 82,5 м) - актинолитизированный оливковый бронзит, аналитик О.С. Шабер.

* Номера анализов.

** Номера образцов.



Фиг. 2. Диаграмма молекулярного отношения FeO:MgO:CaO в метаультрабазитах Осипенковского и Куйбышевского асбестопроявлений

- 1 - актинолиты; 2 - существенно тремолитовые породы; 3 - существенно антофиллитовые породы; 4 - хлоритово-талъково-хризотил-карбонатные; 5 - карбонатно-талъковые; 6 - слабо измененные - амфиболлизированные, серпентинизированные, хлоритизированные, оталъкованные и карбонатизированные перидотиты (1-6 - породы с Осипенковского асбестопроявления); 7 - хлорит-хризотил-тремолитовые породы; 8 - серпентиниты; 9 - существенно тремолитовые породы (7-9 - породы с Куйбышевского асбестопроявления)

количество кальция в последнем случае объясняется тем, что эти породы формируются в преобладающей части по серпентинитам и карбонат в них представлен в основном магнезитом.

Разделение серпентинитов на генетические группы (Каневский, 1968) показало, что ан. 1,5 и 9 располагаются в поле гардбургитов, а ан. 6-8 - в пограничной полосе дунитового и гардбургитового полей. Параметры M'/S приазовских серпентинитов (колебание 1,69-1,84, среднее 1,76) сопоставимы с полученными отношениями M'/S (Каневский, 1968) для гардбургитов Побужья (колебания 1,57-1,86, среднее 1,78).

При фациально-формационном анализе ультрабазитов нами использован петрохимический критерий - титано-железистое отношение (Абрамович, 1966), значение которого для ультраосновных пород, производных гипербазитовой магмы, равно 1,5%. Величина этого петрохимического критерия (см. табл. 1) для пород Осипенковского асбестопроявления колеблется от 1,76 до 4,02% при среднем значении 2,75%, а для серпентинитов Куйбышевского асбестопроявления варьирует от 1,43 до 2,86% при среднем значении 2,25%.

Числовые значения уравнения гиперплоскости метаультрабазитов Западного Приазовья (см. табл. 1) в восьми анализах из десяти больше нуля и только в двух из них (ан. 5,9) является отрицательной величиной (соответственно -0,157 и -0,255), а среднее значение $\sum_{ур}$ - для пород Осипенковского (3,559) и Куйбышевского асбестопроявлений (0,594). По величине уравнения гиперплоскости исследованные ультрабазиты могут быть отнесены к производным основной магмы (Кутолин и др., 1966).

Представляет интерес рассмотрение распределения Co, Cr и Ni в метаультрабазитах изученных участков. Химическим методом определено содержание этих элементов в составе установленных разновидностей метаморфизованных ультраосновных пород (54 пробы) и в породообразующих минералах (18 проб).

Содержание Co весьма стабильно во всех разновидностях метаультрабазитов и составляет 0,008-0,01%. Максимальное количество его установлено в магнетите и хлорите - джефферизите (по 0,03%), а в других минералах - оливине, бронзите, актинолите, тремолите, антофиллите, хризотиле и тальке - оно варьирует в пределах 0,006-0,01%. Это можно объяснить геохимическими особенностями кобальта - тенденцией его к концентрации в более железистых породах, содержащих больше глинозема и кремнезема (Абдуллаев и др., 1967).

Определяющим фактором при оценке перспектив гардбургитов на хромитовые руды, по мнению И.А. Малахова (1966), является степень дифференциации в них хромшпинелидов, в которых сконцентрировано 75% всего хрома, а его остальная часть находится в силикатной форме. Для изучения состава рудных минералов были исследованы протоочки проб (весом 15-20 кг) существенно тремолитовых,

антофиллитовых, хлорит-талк-хризотил-карбонатных и талк-карбонатных пород. Содержание хромшпинелидов в этих породах в процентном отношении от общего количества рудных минералов составляет 0,01–0,02, т.е. они практически отсутствуют. В то же время высокие содержания Cr_2O_3 наблюдаются в магнетите (2,91%), пеннин-клинохлоре (0,98%), оливине (0,45%), хризотиле (0,20%), а в антофиллите, тремолите и талке оно колеблется в пределах 0,01–0,03%. Результаты анализов подтверждают, что Cr_2O_3 довольно равномерно распределена во всех петрографических разновидностях пород, и ее содержание колеблется от 0,15 до 0,23% с максимальной концентрацией в серпентинитах, хлоритизированных и карбонатизированных оливин-хризотил-тремолитовых (антофиллитовых) породах. Все эти данные свидетельствуют о преобладании силикатной формы концентрации хрома и о неперспективности изученных массивов на хромитовые руды. Кроме того, для ультраосновных пород Среднего Побужья установлено (Каневский и др., 1969), что потенциально хромитоносными являются гипербазиты, в то время как исследованные тела ультрабазитов относятся к ультрафербазитам.

В метаультрабазитах содержание NiO варьирует от 0,11 до 0,25% с максимальной концентрацией в хлорит-талк-хризотил-карбонатных породах и серпентинитах. Как показали исследования, форма концентрации никеля в породах Осипенковского и Куйбышевского асбестопроявлений в основном силикатная, обусловленная вхождением его в оливин (0,09%), бронзит (0,09%), актинолит (0,04%), тремолит (0,05%), антофиллит (0,06%), хризотил (0,10%), хлориты (от следов до 0,48%), талк (0,09%) и редко сульфидная (в составе пентландита, пирротина). Кроме того, никель в виде треворитового компонента присутствует в магнетите. В коре выветривания ультраосновных пород Куйбышевского участка наблюдаются повышенные содержания силикатного никеля – 0,42%, однако небольшие размеры тел не позволяют ожидать здесь его значительных скоплений.

Метаморфизм ультраосновных пород

В процессе развития архейской геосинклинали тела ультрабазитов участвовали в региональном метаморфизме совместно с осадочно-эффузивной толщей, превращенной в основном в различного состава мигматиты, гнейсы и амфиболиты. Результаты проведенных исследований и в первую очередь данные об особенностях геологического строения кристаллического фундамента, минеральных ассоциаций амфиболитов, метаультрабазитов и вмещающих их пород гнейсо-мигматитового комплекса позволяют рассмотреть вопросы генезиса метаультрабазитов в соответствии с существующими взглядами В.С. Соболева, Тернера и Ферхугена, Н.Г. Су-довникова, В.А. Николаева, А.А. Маракужева и других на проблему регионального метаморфизма. Анализ фактического материала в свете представлений Б.Я. Хоревой (1966, 1967) свидетельствует о том, что ультраосновные породы в результате развития и становления геосинклинали испытали два типа регионального метаморфизма и контактовый метаморфизм (табл. 3).

Изменение ультраосновных пород при региональном динамогеотермическом метаморфизме происходит в условиях возрастающих температур и давлений в присутствии растворов. В ходе метаморфизма безводные железо-магnezияльные минералы ультрабазитов замещаются актинолитом, тремолитом, антофиллитом. Степень развития и особенности образующихся при этом амфиболов являются функцией состава исходных пород. Петрографические данные свидетельствуют о том, что процессу актинолитизации подвергаются только пироксениты и оливиновые бронзититы. Результаты пересчетов по В.А. Руднику показывают, что при актинолитизации пироксенитов происходит вынос ионов Al (-17,5), Fe^{3+} (-7,9), Fe^{2+} (-10,5), Ca (-12,5) и привнос Si (6,8), Mg (29,8) и воды. При повышении температуры образовавшийся ранее актинолит изменяет свой химический состав. В нем уменьшается количество ферроактинолитовой составляющей, увеличивается содержание магния, т.е. его состав приходит в соответствие с изменившимися термодинамическими условиями. Поэтому актинолит, находящийся в ассоциации с тремолитом, отличается от актинолита из актинолититов более низкими показателями преломления и интенсивностью зеленой окраски.

Таблица 3

Региональный и контактовый метаморфизм ультраосновных пород

Тип метаморфизма	Геотектоническая обстановка	Факторы метаморфизма		Петрогенетическая характеристика	Фациальная классификация метаморфических пород		Миграция компонентов		Продукты метаморфизма ультраосновных пород	Масштабы проявления субфаций по участкам
		общие	ориентировочные температуры (по данным экспериментальных работ)		фации	субфации	привнос	вынос		
I тип динамо-геотермический	Период погружения, формирования складчатых структур и частной инверсии	Величина геотермического градиента "гидростатическое давление" - одностороннее давление"	360-500°C	1. Преимущественно изохимический метаморфизм 2. Длительное воздействие ориентированного давления (линейность текстур, разлинование оливина, ориентировка магнетита) 3. Отсутствие порфиробластических структур метасоматического происхождения 4. В основном послыное развитие метаморфических минералов	Зеленых сланцев	Актинолитовая	По пироксенитам MgO, H ₂ O, SiO ₂ Al ₂ O ₃ , CaO, FeO, Fe ₂ O ₃	Актинолитизированные пироксениты, актинолититы	В основном на Андреевском, Шевченковском, частично на Осипенковском, Куйбышевском и Петровском	
			430-500°C			Термолитовая	По гардбургитам SiO ₂ , CaO, H ₂ O MgO По актинолититам MgO CaO	Существенно тремолитовые породы, тремолититы	Преимущественно на Осипенковском, Куйбышевском, в меньшей степени на других	
			520-700°C			Альмандин-амфиболитовая	По гардбургитам SiO ₂ , FeO MgO, CaO По тремолититам MgO, SiO ₂ CaO	Существенно антофиллитовые, тремолитово-антофиллитовые породы, антофиллиты	В основном на Осипенковском, незначительно на других	
II тип Плутонический (гидротермальный)	Период общей инверсии и геосинклинальной системы	Давление-стресс, давление газовой и жидкой фазы, температура, обусловленная подъемом высокотемпературных растворов из глубинных зон земной коры, циркуляция растворов, образующих тепловой поток H ₂ O ↓ уменьшение активности CO ₂ ↑ увеличение активности	400	1. Процессы серпентинизации, хлоритизации, оталькования и карбонатизации наложены на минеральные ассоциации 1-го типа регионального метаморфизма 2. Интенсивное проявление метасоматических процессов 3. Широкое развитие порфиробластических структур метасоматического происхождения 4. Формирование Хр, Хл, Та и Кар обусловлено участием в метаморфических процессах большого количества растворов и газообразных компонентов	Карбонатно-тальково-хлоритово-серпентиновая (или зеленых сланцев)	Серпентиновая	По гардбургитам H ₂ O MgO, SiO ₂	Серпентинизированные разновидности метаультрабазитов, серпентиниты	В основном на Куйбышевском, Осипенковском, редко на других	
			100°C			Хлоритовая	По тремолититам H ₂ O, MgO, Al ₂ O ₃ SiO ₂ , CaO по антофиллититам H ₂ O, Al ₂ O ₃ , MgO SiO ₂ по серпентинитам Al ₂ O ₃ MgO, SiO ₂ , H ₂ O	Хлоритизированные разновидности метаультрабазитов	Преимущественно на Осипенковском, часто на Куйбышевском, Андреевском, Шевченковском	
						Асбестообразование	По антофиллиту SiO ₂ FeO, Fe ₂ O ₃	Асбестизация антофиллита в существенно антофиллитовых породах и мономинеральных жилах	На Осипенковском, Куйбышевском и Петровском	
						Тальковая	По серпентинитам SiO ₂ MgO, H ₂ O	Существенно тальковые породы и оталькованные разновидности метаультрабазитов	Широко на Осипенковском, незначительно на других	
						Карбонатная	По серпентинитам CO ₂ SiO ₂ , MgO	Хлоритово-тальково-хризотилово-карбонатные, карбонатно-тальковые породы и карбонатизированные разновидности метаультрабазитов	В основном на Осипенковском, значительно реже на других	
Контактовый	Постскладчатый этап, становление гранитных интрузий, формирование пегматитов и аплитов	Температура внедрившихся тел и диффузия высокотемпературных растворов H ₂ O ↓ уменьшение активности	700	1. Масштаб контактово-метасоматических изменений уменьшается по мере удаления от жильных образований 2. Интенсивность изменений, кроме геологических причин, зависит от химико-минералогических особенностей метаультрабазитов		Флогопитизация	По актинолититам MgO, H ₂ O, Al ₂ O ₃ , K ₂ O CaO	Флогопитизированные актинолититы, флогопит-актинолит-антофиллитовые породы	Преимущественно на Андреевском, Шевченковском, реже на Осипенковском, Куйбышевском, Петровском	
			100°C			Окварцевание	По существенно антофиллитовым породам SiO ₂ FeO, MgO, Al ₂ O ₃ , H ₂ O, CO ₂	Окварцованные хлорит-карбонатно-антофиллитовые породы и другие разновидности метаультрабазитов	В основном на Осипенковском, Куйбышевском, Петровском, реже на других	

При дальнейшем повышении температуры и давления по минералам гарцбургитов происходит формирование тремолита. Это сопровождается выносом Mg (-14,1), привнесом Si (18,6), Al (4,2), Ca (22,2) и воды. Необходимым условием образования тремолита, кроме повышения T и P, следует считать также высокую активность кальция. Наряду с наиболее распространенным, проходящим обычно до конца изменением гарцбургитов с формированием существенно тремолитовых пород имеет место частичная их тремолитизация, на что указывает наличие блоков оливин-тремолитовых пород, впоследствии хризотилизированных, хлоритизированных и карбонатизированных. Одновременно происходит формирование тремолита по актинолиту в измененных пироксенитах и оливиновых бронзититах. Этот процесс наблюдается в том случае, когда в составе тел последних принимают участие породы более магнезиальные (например, гарцбургиты). Характеризуясь высоким содержанием окиси магния (42%), гарцбургиты являются дополнительным ее источником при тремолитизации актинолитов. Тремолитизация апопироксенитовых актинолититов сопровождается в основном выносом Ca (-15,7) и привнесом Mg (15,1), а в содержании остальных компонентов отмечаются небольшие изменения. Вполне логично предположить, что при этом происходит обмен избыточными ионами между системой, состоящей из высокомагнезиальных пород, и системой, представленной актинолититами. Вынос магния при тремолитизации гарцбургитов значительно превышает тот его дефицит, который имеет место при формировании тремолита по актинолиту. Избыток магния, который будет тем больше, чем меньшую долю в строении тела ультрабазитов имеют пироксениты, поступает в метаморфические растворы.

Учитывая результаты экспериментов по получению актинолита (Киселева, 1966; Хеллнер и др., 1967), тремолита (Бойд, 1961; Hellner, Schurmann, 1966; Калинин, 1967), можно утверждать, что термодинамические условия актинолитизации и тремолитизации соответствовали фации зеленых сланцев.

Увеличение концентрации магния в метаморфических растворах на фоне дальнейшего нарастания интенсивности складчатых процессов и до момента общей инверсии геосинклинали в условиях более высокой температуры и давления приводит к развитию антофиллита по оливину, ромбическому пироксену, актинолиту и тремолиту. Циркуляция растворов при наличии трещин в породах способствовала формированию мономинеральных прожилков антофиллита, мощность которых на Осипенковском асбестопроявлении достигает 20 см, а на Андреевском участке 5 см. Принимая во внимание экспериментальные данные по гидротермальному синтезу (Greenwood, 1963; Хеллнер и др., 1967), а также особенности состава приазовского антофиллита, можно предположить, что температура его образования была порядка 600°C, т.е. термодинамические условия соответствовали начальным ступеням альмандин-амфиболитовой фации.

Если появление антофиллита обусловлено повышением температуры, давления и химической активности магния, то его широкое распространение свидетельствует о том, что исходные породы имели высокомагнезиальный состав и значительное время находились в термодинамических условиях, соответствующих полю устойчивости антофиллита. Антофиллитизации подверглись не только гарцбургиты, сохранившиеся, вероятно, в результате незначительной трещиноватости в виде линз среди тремолититов, но и сами тремолититы. К продуктам антофиллитизации гарцбургитов следует отнести оливин-антофиллитовые породы (впоследствии серпентинизированные, хризотилизированные и карбонатизированные) и антофиллититы; по другим ранее образованным разновидностям метультрабазитов наблюдается формирование актинолит-антофиллитовых и тремолит-антофиллитовых пород. Антофиллитизация гарцбургитов происходит с привнесом Si (28,3), Fe²⁺ (8,4), воды и выносом Mg (-99,4), Ca (-4,1). Образование существенно антофиллитовых пород за счет апогарцбургитовых и апопироксенитовых тремолитовых сопровождается привнесом Si (9,7), Fe³⁺ (3,2), Fe²⁺ (5,1), Mg (14,7) и выносом почти всего Ca (-26,2).

Данные экспериментов по получению амфиболов подтверждают природные наблюдения. Наиболее низкий температурный предел устойчивости характерен для актинолита (360°C). Температурные интервалы устойчивости тремолита и антофиллита несколько перекрываются, но для антофиллита нижний температурный

предел -520°C примерно на 100°C выше, чем для тремолита ($400-430^{\circ}\text{C}$), т.е. антофиллит образуется при более высокой температуре. Этим можно объяснить формирование почти мономинеральных зон антофиллита в экзоконтакте даек гранитов, гранитных массивов и переход в зоны тремолит-антофиллитового, тремолитового составов по мере удаления от контакта.

О существовании перекрытия полей устойчивости амфиболов свидетельствуют наблюдаемые ассоциации: актинолит+тремолит+антофиллит; тремолит+антофиллит. Между этими минералами обычно встречаются такие взаимоотношения: актинолит замещается тремолитом, а тремолит — антофиллитом. Кроме того, имеются факты развития антофиллита непосредственно по актинолиту, минуя стадию тремолита. Тремолит всегда замещается антофиллитом, и нет ни одного случая обратных взаимоотношений. Наблюдаемые взаимоотношения между амфиболами свидетельствуют о метасматическом замещении тремолита антофиллитом и установлены нами не только в Западном Приазовье, но и в метаультрабазах Сурских магнитных аномалий и р. Мокрая Московка (Среднее Приднепровье), а ранее отмечались в породах Ильменского заповедника (Постоев, 1949).

Таким образом, в результате регионального динамогеотермического метаморфизма ультрабазитов в фацию зеленых сланцев происходит образование актинолитовых и тремолитовых пород, а в алмадин-амфиболитовую фацию — антофиллитовых пород. В пользу существования амфиболитовой фации метаморфизма свидетельствуют также кристаллохимические особенности биотита из вмещающих ультрабазиты гнейсов, роговой обманки и плагиоклаза из амфиболитов.

Региональный плутонический метаморфизм проявляется в период общей инверсии геосинклинальной системы (Хорева, 1966, 1967). Участие в этом типе метаморфизма большого количества высоко нагретых растворов, а также приуроченность метаультрабазитов к разломам и то, что по сравнению с другими породами ультрабазиты легко изменяются под воздействием растворов, обусловили гидротермальный характер их изменения. С этим типом метаморфизма связаны процессы преобразования уже измененных на предыдущем этапе пород — серпентинизация, хлоритизация, оталькование и карбонатизация. С учетом экспериментальных работ по синтезу серпентина (Боуэн, Таттл, 1950; Johannes, 1967, 1968; Артемов и др., 1968), хлорита (Хеллнер и др., 1967; Йодер, 1954), талька (Йодер, 1954; Johannes, 1966), карбоната (Johannes, 1967), а также известных теоретических схем метаморфизма можно считать, что формирование этих минералов происходило в условиях фации зеленых сланцев.

В изученных породах хризотил образуется в основном по уцелевшим на предыдущем этапе метаморфизма оливину, ромбическому пироксену, а также актинолиту, тремолиту и антофиллиту. Находки серпентинитов свидетельствуют о том, что даже после широко развитых процессов тремолитизации и антофиллитизации пород в центральных (переуплотненных и малотрещиноватых) частях тел ультраосновных пород сохранились неизменные "ядра" гарцбургитов. При серпентинизации их происходит вынос Si (-38,5), Mg (-71,8) и привнос воды.

Дальнейшее изменение физико-химической обстановки при плутоническом (гидротермальном) метаморфизме обуславливает появление хлорита, чешуйки которого развиваются в основном вдоль плоскостей сланцеватости. Хлорит в форме пеннина, клинохлора и прохлорита присутствует в составе большинства установленных пород, где он замещает оливин, актинолит, тремолит, антофиллит; однако главная его масса образуется по хризотилу. Хлоритизация тремолититов сопровождается выносом Si (-19,7), Ca (-10,5), привнесом Al (5,6), Mg (9,8) и воды, а антофиллититов — существенным выносом Si (-23,4), привнесом Al (11,5), Mg (6,8) и воды. При хлоритизации серпентинитов происходит вынос Mg (-16,2), Si (-4,2) и воды и значительный привнос Al (11,0). В общем процесс хлоритизация происходит в условиях высокой химической активности воды и алюминия и удаления кальция и кремния из системы.

Под влиянием гидротерм, богатых кремнекислотой, по минералам ультрабазитов происходит развитие талька. Он образуется в основном по хризотилу, хлориту, реже оливину, актинолиту, тремолиту, антофиллиту. Критическим фактором в его формировании, возможно, явились карбонатные растворы (Бетехтин, 1953), которые служили средой выноса ионов, не способных войти в структуру

талька. Оталькование серпентинитов сопровождается значительным выносом кремния и выносом магния и воды.

Следствием дальнейшего падения температуры и повышения парциального давления CO_2 является карбонатизация пород. Увеличение агрессивности углекислоты в условиях водных растворов, способствующих выносу части компонентов, приводит к замещению карбонатами (доломит, магнезит, брейнерит) ранее существовавших силикатов, особенно хризотила, хлорита и талька. Воздействие карбонатных растворов, судя по масштабам развития процесса карбонатизации, было непродолжительным, в связи с чем даже на Осипенковском участке, где наиболее широко распространены карбонаты, не наблюдается формирование лиственитов и сохраняются частично хризотил, хлорит и тальк.

Для понимания особенностей процессов, происходящих в период регионального метаморфизма, большое значение имеет изучение хлоритизированных и карбонатизированных оливин-хризотил-тремолитовых (антофиллитовых) пород. Их существование указывает на то, что при метаморфизме различные участки тела ультрабазитов имели неоднородные физико-механические показатели — плотность, проницаемость. Возможно, эта особенность обусловлена формированием будинак-структур, в связи с чем породы, слагающие их ядра, оказались переуплотненными, слаботрещиноватыми и плохо проницаемыми для метаморфизующих растворов. Породы в этих "ядрах" явились как бы метастабильной системой на всем протяжении процесса метаморфизма ультрабазитов. Они несут следы почти всех изменений — тремолитизации, антофиллитизации, серпентинизации, хлоритизации, оталькования и карбонатизации, и в них четко устанавливается последовательность формирования этих минералов. Сохранность пород можно объяснить только их слабой проницаемостью для растворов, так как температура и давление для этих участков и для тела в целом были тождественны.

Процессом карбонатизации завершаются гидротермальные изменения ультраосновных пород при региональном плутоническом метаморфизме.

В заключительный этап развития геосинклинали в связи с увеличением рода разрывных нарушений и завершением становления пород гранитоидного комплекса происходит формирование их жильных дериватов — аплитов, пегматитов и даек плагиоклазитов, которые располагаются среди метаультрабазитов или в зоне контакта с ними. Высокая температура внедрившихся тел и сопровождающие их минерализованные растворы обусловили проявление процессов контактового метаморфизма — флогопитизацию и окварцевание.

Флогопит развивается по диопсиду, тремолиту, антофиллиту, хлориту, но чаще всего по актинолиту, что объясняется повышенным содержанием в нем алюминия. Поэтому в отдельных случаях на контакте с актинолититами мощность флогопитовых зон достигает 1,5 м, в то время как в существенно антофиллитовых породах (Андреевский участок) — до 5 см.

Процесс окварцевания развит локально и приурочен к ослабленным зонам или тектоническим трещинам. Кварц метасоматически замещает ранее образовавшиеся минералы — диопсид, тремолит, антофиллит, хризотил, хлориты, тальк и особенно карбонаты. Процесс окварцевания сопровождается почти полным выносом CO_2 , значительным выносом Mg и резким увеличением количества Fe^{3+} в породах. Кроме того, кварц встречается почти повсеместно в жилах асбеста в виде прожилков и просечек, значительно ухудшая его механические свойства.

Асбестоносность ультрабазитов, закономерности ее размещения и оценка территории Западного Приазовья

Антофиллит-асбестовая минерализация установлена на трех участках: Осипенковском, Куйбышевском и Петровском. На первых двух присутствуют массивные и жильные руды. Массивный тип характеризуется звездчатым, спутанно-волоконистым строением и приурочен к хлорит-карбонатно-антофиллитовым, хлорит-карбонатно-антофиллит-хризотилковым, тремолит-антофиллитовым породам и антофиллититам. Асбестоносные тела имеют линзообразную форму и максимальный размер 4 × 50 м. Волокно в основном длиной 0,25–0,5 мм, иногда встречается до 2 см, а содержание асбеста по данным технологического опробывания колеб-

лется от сотых долей до 0,37%. Для жильных руд характерны поперечно-, продольно- и спутанноволокнистое строение и приуроченность к хлорит-карбонатно-антофиллитовым и тремолит-антофиллитовым породам. Мощность жил варьирует от долей сантиметра до 0,3 м, длина волокна до 2 см, а содержание до 39%. Основная масса приходится на асбест - 0,5 мм, в то время как содержание волокна (-1,6 мм) достигает 2%. На Петровском участке антофиллит-асбест обнаружен в линзе антофиллитита (размером 0,5 × 0,4 м), залегающей среди роговообманковых мигматитов, в виде поперечноволокнистой жилы мощностью 3 см и протяженностью 0,35 м.

В связи со слабым проявлением процесса асбестизации в антофиллитсодержащих породах и в общем их незначительном распространении массивный тип руд не имеет практического значения. Насыщенность ультрабазитов асбестоносными жилами незначительна, и поэтому этот тип руд также не представляет практического интереса.

Асбестизация проявляется на одной из стадий плутонического (гидротермального) метаморфизма, и антофиллит-асбест в массивных и жильных рудах образуется в результате псевдоморфного замещения неволокнистого антофиллита. Только в одном случае между оливином и антофиллит-асбестом наблюдались такие взаимоотношения, которые позволяют предполагать, что он образуется по оливину, минуя стадию антофиллита. При асбестизации антофиллита происходит вынос двухвалентного железа и магния, снижение общей железистости и уменьшение показателей преломления у асбеста по сравнению с антофиллитом. Принимая во внимание взаимоотношения минералов в асбестоносных породах, можно вполне определенно утверждать, что асбестизация по времени располагается между формированием хлорита и талька. Слабое развитие процесса асбестообразования в метаультрабазитах изученных участков может быть обусловлено незначительной интенсивностью и продолжительностью воздействия метаморфизующих растворов при Т и Р, соответствующих образованию асбеста, а также слабой трещиноватостью пород. Повышенная трещиноватость и наличие хорошо развитой сланцеватости способствуют более глубокому метасоматическому преобразованию антофиллитовых пород. Это довольно четко установлено для уральских месторождений антофиллит-асбеста (Хмара, 1962), где асбестоносные гнезда располагаются длинными осями согласно общему простиранию пород и максимальное изменение в содержании асбеста наблюдается в направлении, перпендикулярном к их мощности.

О температуре образования антофиллит-асбеста можно судить довольно ориентировочно. Опыты по его получению не были проведены, а многочисленные эксперименты по гидротермальному синтезу рихтерит-асбеста (Федосеев, Макаров, 1965; Сиповский и др., 1966 и др.) дают явно завышенные значения минимальной температуры его образования (350-400°C). Учитывая, что по антофиллит-асбесту не наблюдается развития хлорита и принимая во внимание результаты синтеза хлорита (Хелнер и др., 1967), можно полагать, что температура образования антофиллит-асбеста была ниже 300°C.

В размещении антофиллит-асбестовой минерализации на территории Западного Приазовья установлены следующие основные закономерности: а) приуроченность к архейским метаморфизованным ультраосновным породам гарцбургитового состава, испытавшим региональный метаморфизм в условиях альмандин-амфиболитовой фации; б) локализация антофиллит-асбеста в существенно антофиллитовых породах; в) четкая связь асбестоносных метаультрабазитов с тектоническими разломами.

Таким образом, результаты изучения асбестоносности метаультрабазитов свидетельствуют, что территория Западного Приазовья бесперспективна в отношении нахождения промышленных скоплений антофиллит-асбеста. Этот вывод базируется на следующих фактах: а) распространение метаультрабазитов ограничено, б) размеры тел небольшие, в) распространение антофиллитовых пород незначительно, г) проявление процесса асбестизации в существенно антофиллитовых породах слабое, д) глубина залегания большинства тел метаультрабазитов значительная по сравнению с глубиной разрабатываемых месторождений, е) механические свойства асбеста плохие (интенсивное окварцевание, менее значительное оталькование и карбонатизация).

Литература

- Абдуллаев З.В., Шербина В.В., Эфендиев Г.Х. К геохимии никеля и кобальта в ультраосновных породах офиолитовой формации Малого Кавказа (Азербайджан). - Геохимия, 1967, № 4.
- Абрамович И.И. Петрохимия элементов группы железа при фашиально-формационном анализе магматических комплексов. - Геол. и геофиз., 1966, № 3.
- Артемов В.Р., Чернорук С.Г., Шитов В.А., Дубик О.Б. Опыт искусственной серпентинизации перидотитов. - Записки Всес. мин. об-ва, сер. 2, 1968, ч. 97, вып. 6.
- Бетехтин А.Г. О метаморфических породах, образующихся за счет ультраосновных изверженных пород. - В кн. "Вопросы петрографии и минералогии", т. 1. Изд-во АН СССР, 1953.
- Бойд Ф.Р. Гидротермальные исследования амфиболов. Геохимическое исследование. Сб. статей. ИЛ, 1961.
- Боуэн Н.Л., Таттл О.Ф. Система $MgO-O_2-H_2O$. - В сб. "Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии", М., 1950.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных пород. М., 1950.
- Йодер Х.С. Система $MgO-Al_2O_3-O_2-H_2O$ и соответствующие метаморфические фации. - В сб. "Экспериментальное исследование в области петрографии и рудообразования". М., 1954.
- Калинин Д.В. О нижних температурных границах образования тремолита, диопсида и волластонита в гидротермальных условиях (экспериментальные данные). - Геол. и геофиз., 1967, № 1.
- Каневский А.Я. Петрохимический параметр M/F как критерий разделения серпентинитов Побужья по номенклатуре материнских пород. - Геохимия, 1968, № 8.
- Каневский А.Я., Древин А.Я., Фомин А.Б. Петрохимический и геохимический критерии поисков хромитовых руд в районе Среднего Побужья. - Сов. геология, 1969, № 2.
- Киселева И.А. Гидротермальный синтез железистой роговой обманки и актинолита из кислых хлоридных растворов. Докл. АН СССР, 1966, 171, № 1.
- Кутюлин В.А., Волхов И.М., Каратаева Г.И. К оценке возможности определения формационной принадлежности гипербазитов по петрохимическим данным. - Геол. и геофиз., 1966, № 5.
- Малахов И.А. К геохимии хрома в ультрабазитах Урала. - В сб. "2-е Уральское петрогр. сов., Тезисы докладов", т. 2. Свердловск, 1966.
- Пинус Г.В. Кембрийская гипербазитовая формация юга Сибири. В кн. "Магматические формации". М., 1964.
- Постоев К.И. О взаимоотношении тремолита с антофиллитом в некоторых горных породах Ильменского заповедника. - Труды Ильменск. заповедника, вып. 4. Челябинск, 1949.
- Сиповский Д.П., Макарова Т.А., Федосеев А.Д. Изучение условий кристаллизации волокнистого амфибола при гидротермальном синтезе. Записки Всес. мин. об-ва, ч.95, вып. 4.
- Соболев Н.Д. К петрохимии ультраосновных горных пород. - Геохимия, 1959, № 8.
- Усенко И.С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Киев, 1960.
- Хелнер Э., Хинриксен Т., Зейферт Ф. Исследование смешанных кристаллов метаморфических пород. - В сб. "Природа метаморфизма". М., 1967.
- Хмара А.Я. Сысертская антофиллит-асбестовая провинция. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 6, М., 1962.
- Хмара А.Я., Байраков В.В. Генетическая классификация месторождений и проявлений антофиллит-асбеста. - Докл. АН СССР, 1967, 172, № 1.
- Хорева Б.Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. Геотектоника, 1966, № 6.
- Хорева Б.Я. Принципы выделения и классификация метаморфических и плутоно-метаморфических формаций. - Докл. АН СССР, 1967, 176, № 5.
- Greenwood H.J. The synthesis and stability of anthophyllite. - J. Petrol., 1963, 14, N 3.
- Hellner F., Schurmann K. Stability of metamorphic amphiboles: the tremolite - ferroactinolite series. Geol., 1966, 74, N 3.
- Johannes W. Bildung von Talk aus Quarz und Magnesit, Neues Jahrb. Mineral Monatsh., 1966, N 10.
- Johannes W. Zur Bildung und Stabilität von Forsterit, Talc, Serpentin. Quarz und Magnesit im system $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$. Contribs. Mineral. and Petrol., 1967, 15, N 3.
- Johannes W. Experimental investigation of the reaction forsterite + $H_2O \rightleftharpoons$ serpentine + brucite, Contribs Mineral. and Petrol., 1968, 19, N 4.

ЖАДЕИТИТЫ И ОЛИВИНИТЫ В ГИПЕРБАЗИТАХ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Своеобразием гипербазитового пояса Хараматалоуско-Войкарского района (Полярный Урал) является гетерогенность слагающих его ультраосновных, существенно оливиновых пород, различных по времени, способу и условиям образования. Их гетерогенность является следствием широкого и интенсивного проявления процессов дегидратации, перекристаллизации и метаморфических преобразований наиболее ранних ультраосновных образований — серпентинитов. Процессы их трансформации контролируются межблоковыми разломами, зонами рассланцевания, брекчирования и милонитизации, проявленных наиболее интенсивно в краевых частях гипербазитового массива.

Вновь образованные метаморфные породы, в том числе ультраосновного состава, характеризуются свежестью, грубозернистым, до гигантозернистого сложением и обилием текстурно-структурных разновидностей, а также почти постоянным присутствием реликтов обычно рассланцованного серпентинита. Поскольку характер различных преобразований серпентинитов и особенности возникающих в этой связи пород разного состава подробно освещены нами ранее (Морковкина, 1960, 1967, 1971), рассмотрим здесь главные черты строения и генезиса жадеититов и оливинитов, представляющих собой ценное промышленное сырье.

Жадеититы в пределах изученного района, ограниченного бассейнами рек Большая Хара-Маталоу на СВ и Войкар — на ЮЗ, обнаружены нами еще в 1951 г., хотя более детально были изучены только в 1962 г.

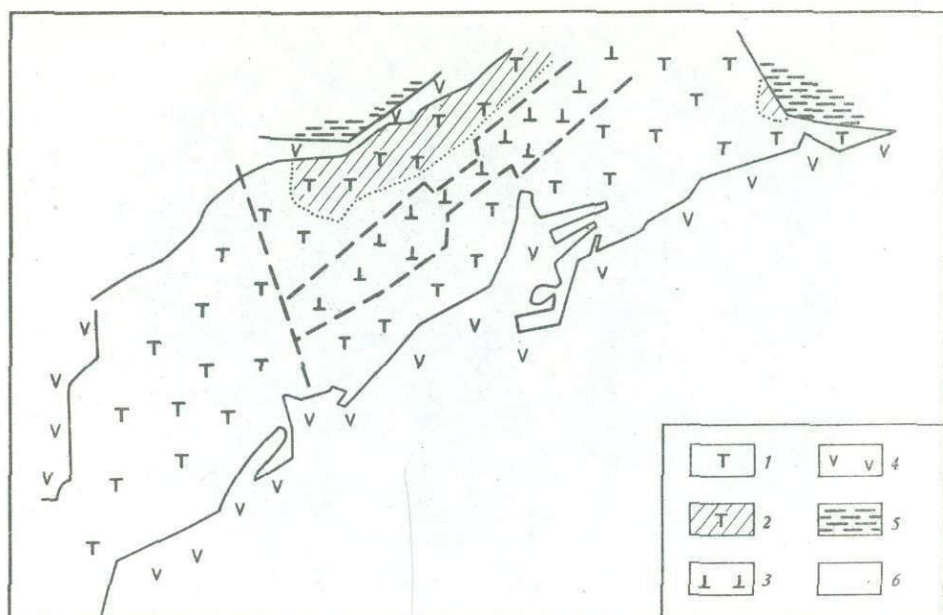
Они широко распространены на западном склоне Уральского хребта, охватывая область от истоков Левого Кечь-Пеля и Правого Кечь-Пеля до контакта гипербазитов с метаморфическими сланцами. Жадеититы, обычно ассоциирующие с альбититами, образуют в серпентинитах многочисленные жилоподобные и штоковидные тела мощностью от 2 до 20 м и протяженностью до 1 км. Общая площадь их распространения составляет около 15 км² (фиг. 1).

По форме, характеру залеганий и соотношений с гипербазитами жадеитит-альбититовые тела разделяются на три типа.

Прямолинейные жилы субмеридионального и СВ простирания, приуроченные к системе параллельных трещин, расположенных одна от другой на расстоянии 0,2–0,3 км. Соотношения жадеититов с серпентинитами сложны и многообразны. В одних случаях между ними устанавливаются резкие границы с явлениями рассланцевания и милонитизации серпентинитов. В других — прослеживается реакционная зона мощностью от 0,5 до 5 м амфиболовых пород, разнообразных по окраске, структуре, текстуре и составу амфиболов (фиг. 2). В отдельных зонах, мощностью 1 м, выявляется до 10 видов амфиболов, различающихся, кроме состава, формой, цветом, величиной и характером их расположения.

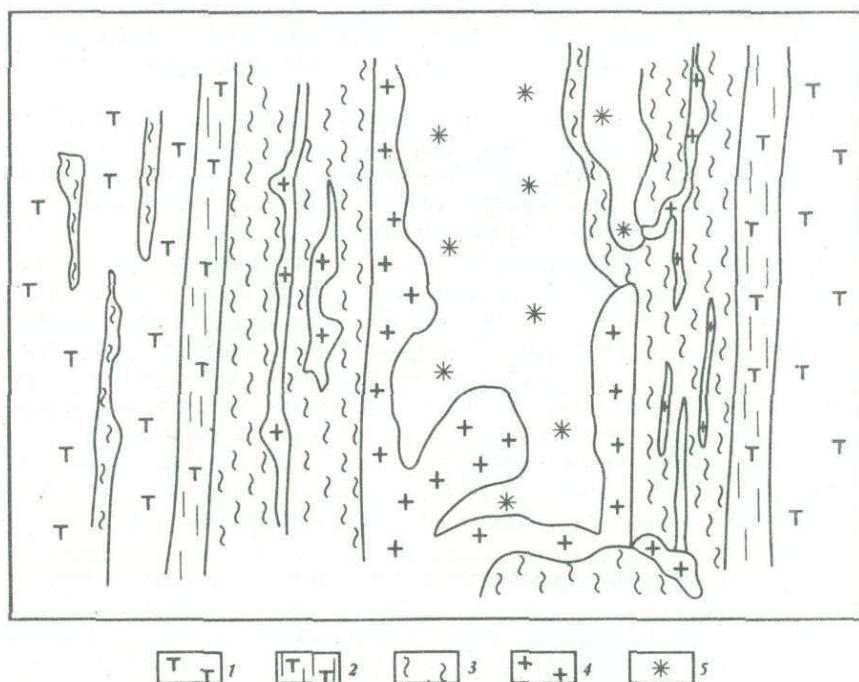
Среди амфиболов устанавливаются обыкновенная роговая обманка, актинолит, хромсодержащий актинолит, тремолит, паргасит, арфведсонит, глаукофан и др., каждый из которых образует самостоятельные полоски, до 3 см мощностью, или смесь с одним или со всеми видами амфиболов. Возникающие в результате этого амфиболититы приобретают полосчатое строение, которое подчеркивают согласно расположенные реликты рассланцованного серпентинита. Нередко полосчатость амфиболитов обусловлена формой и характером расположения индивидов одного и того же амфибола. Так, например, одни плоскости сложены ярко-зеленым длиннопризматическим и игольчатым актинолитом, другие — мелко-таблитчатым агрегатом того же актинолита, без признаков ориентировки в его расположении (фиг. 3). Сохранившиеся между ними линзы и узкие полоски серпентинита по краям и трещинкам амфиболитизированы с развитием такого же актинолита.

За пределами жадеитит-альбититовых тел серпентиниты также амфиболитизированы с образованием участков и полос мономинеральных амфиболовых пород, в которых нередко представлены все указанные выше разновидности амфиболов,



Фиг. 1. Схема расположения оливинитов и площади распространения жадеитов и альбититов

1 - гипербазиты; 2 - область распространения жадеитов и альбититов; 3 - оливиниты; 4 - габбро-пироксенитовый комплекс; 5 - вмещающие кристаллические сланцы; 6 - тектонические нарушения



Фиг. 2. Стрение прямолинейных тел жадеитит-альбититов; зарисовка в плане, масштаб 1:200

1 - серпентиниты; 2 - рассланцованный и милонитизированный серпентинит; 3 - амфиболовые реакционные оторочки по серпентиниту; 4 - альбититы; 5 - жадеититы



Фиг. 3. Характер строения амфиболовых оторочек и реликты серпентинита (темное) в них (1/2 натур.вел.)

с преобладанием керсутита и актинолита. Амфиболовые породы реакционных зон, реже в серпентинитах, инъецированы и импрегнированы альбитом, прожилки которого сливаются с альбититами краевых зон жадеититовых тел. Около альбита амфиболы вновь перекристаллизованы в разновидности натрового амфибола — типа арфведсонита.

Жадеититы, альбититы и амфиболовые оторочки пересечены многочисленными прожилками флогопита, в ассоциации с кварцем и парагонитом. Судя по абсолютному возрасту флогопита из этих прожилков, определенного в лаборатории ИГЕМ АН СССР в 405 млн. лет (Морковкина, 1964), жадеититы, а тем более гипербазиты, имеют древний, заведомо досилурийский возраст.

Следует отметить развитие парагонита в непосредственном эндоконтакте амфиболовых зон с серпентинитами (правый склон долины Левого Кечь-Пеля, над озером). При этом мелкочешуйчатый парагонит в ассоциации с серпентинитом как бы цементирует крупные, до 5 см в поперечнике, кристаллы талька и пеннина, между которыми находятся нитевидные полоски и скопления, до 3 см в поперечнике, титаномагнетита и ильменита. Проявление здесь талька и ильменита заслуживает детального изучения и постановки поисковых работ.

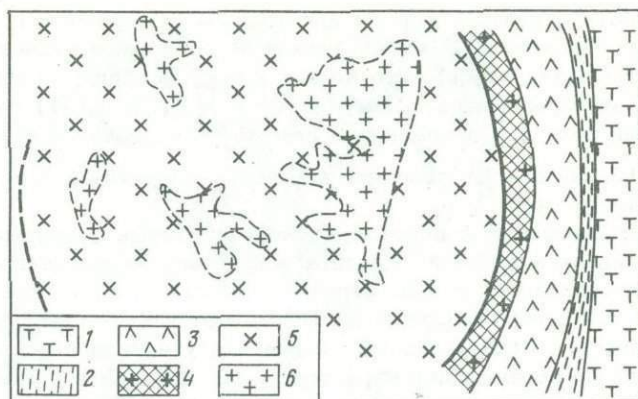
Таким образом, приведенные данные указывают как будто на первичное залегание жилородных тел жадеититов в гипербазитах, с которыми они связаны реакционными амфиболовыми оторочками, содержащими реликты рассланцованного серпентинита.

Штокоподобные тела жадеититов в плане имеют овальную и концентрическую форму, до 25 м в диаметре. Они встречаются вдоль правого склона долины Левого Кечь-Пеля среди рассланцованных серпентинитов, с которыми они имеют сложные и запутанные соотношения.

В одних случаях (фиг. 4) жадеититы окружены мощной оторочкой амфиболовых пород, которые, в отличие от описанных выше, отделены от жадеититов зоной милонитизации альбитита, черного от обилия тонкораспыленного углистого или рудного вещества. Жадеититы на контакте с зоной милонитизации имеют гладкую, как бы отполированную поверхность, с многочисленными зеркалами скольжения. Отсюда напрашивается вывод, что жадеититы в современное положение

Фиг. 4. Строение штоко-
подобного тела альбитит-
жадеитита; зарисовка в
плане, масштаб 1:200

- 1 - серпентинит; 2 -
милонитизированный и рас-
сланцованный серпентинит;
3 - амфиболовая оторочка;
4 - зона милонитизации
альбитита; 5 - жадеитит;
6 - альбитит



были тектонически перемещены в твердом состоянии, хотя амплитуда перемещения была, по-видимому, незначительной, так как около тел сохранились амфиболовые оторочки.

В других случаях штокообразные тела жадеитов окружены "рубашкой", до 5 м мощности, роговообманковых сланцев, аналогов которых не обнаруживается в близрасположенном районе, так же как нет признаков реликтов гипербазитов в сланцах. Они смяты в мелкие складки, местами тонкоплойчаты. В контакте с ними серпентиниты рассланцованы и милонитизированы. Сланцы инъецированы альбитом, в результате чего они неравномерно перекристаллизованы в массивные кристаллически зернистые амфибол-альбитовые породы, в которых роговая обманка почти полностью замещена различными видами актинолита, тремолита и эденита, а гломеробласты альбита достигают 5 см в длину. Эти породы и сохранившиеся в них участки роговообманковых сланцев пересечены многочисленными прожилками флогопита и парагонита с явлениями новой перекристаллизации амфиболов в паргасит и арфведсонит, т.е. приобретают состав и характер амфиболовых пород реакционных оторочек.

Все это создает впечатление, что в данном случае жадеититы вместе с окружающими их роговообманковыми сланцами являются в гипербазитах посторонними, случайными образованиями и скорее всего тектонически "внедрены" из более глубоких горизонтов коры вместе с "рубашкой" роговообманковых сланцев, плейчатость и складчатость которых возможно возникла в связи с этим перемещением. Наложенные процессы альбитизации и перекристаллизации сланцев протекали на другом, более высоком уровне коры, по-видимому, одинаковом с прямолинейными телами жадеититов.

Таким образом, жадеититы в данном районе являются продуктом сложных, длительных и разновременных процессов, протекавших на разной глубине и в разных условиях P и T.

Во всех телах жадеититы имеют сходный характер и особенности сложения. Это очень плотные вязкие породы светлой окраски, с богатой гаммой оттенков розового, стального, зеленого, сиреневого и синего цвета, что делает их особенно ценным сырьем на мировом рынке. Изредка встречаются темно-зеленые разности, преимущественно вблизи с амфиболовыми оторочками или внутри них. Темный цвет жадеититов обусловлен тесным сростанием жадеита с актинолитом и тремолитом.

Перекристаллизация жадеититов по трещинкам приводит к образованию вторичного яркозеленого жадеита и жадеит-диопсида, создающих на светлом фоне жадеитита сложный красивый рисунок.

Физико-механические свойства жадеитита, по данным лаборатории ИГЕМ АН СССР, следующие: объемный вес - 3,210; эффективная пористость - 1,37; скорость распространения продольных волн - 7,610 м/сек и поперечных - 4,620 м/сек; модуль сдвига - 6,77; модуль всестороннего сжатия - 2,55; модуль упругости - E=16,43; коэффициент Пуассона - 0,21.

Микроструктура породы кристаллобластическая и гранобластовая. Зерна жадеита размером 0,01–3 мм имеют неправильные зубчатые контуры и тесно сростаются между собой, что делает породу особенно прочной.

Светопреломление минерала ($N_g = 1,658-1,674$) указывает на его изменчивый состав. Содержание в нем Na_2O колеблется от 10 до 16 вес.%, а Al_2O_3 от 19 до 26%. В качестве примеси в жадеититах присутствуют Ba, Ti, Co, S, F, Cl, Ag, Ni и т.п.

Соотношения жадеита с альбитом сложные и противоречивые. Отчетливо прослеживается развитие жадеита в виде микрозернистого и игольчатого агрегата по трещинкам и стыкам зерен альбита (фиг. 5) с образованием участков жадеитита в альбитите. Однако столь же отчетливо проявляется замещение жадеита альбитом с образованием в жадеитите участков альбитита, часто с кварцем. Аналогичные соотношения характерны для жадеита с амфиболом. В пределах одного тела жадеитита отчетливо проявляется развитие актинолита по жадеититу с образованием участков актинолитита (фиг. 6), а также замещение жадеитом роговой обманки.

Жадеитит, так же как и альбитит, обнаруживает неоднократную перекристаллизацию как в сторону образования более мелкозернистых разновидностей, так и более крупнозернистых.

В телах жадеитита содержание альбита колеблется от единичных зерен до крупных участков альбитита. Соотношения между ними также непостоянны: то они связаны между собой постепенными переходами, то между ними резкие границы, а в штокоподобных телах жадеититы пересечены прожилками альбита.

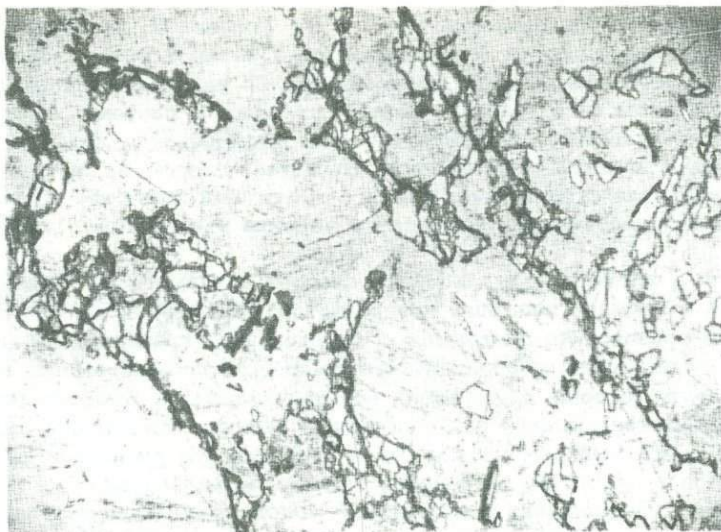
Вместе с тем альбититы обнаруживают свою геохимическую специфику, и кроме характерных для жадеититов элементов-примесей содержат повышенные количества ниобия, лантана, бора и иттрия.

Учитывая большое развитие альбититов в виде самостоятельных жил и штокообразных тел, следует обратить на них особое внимание как на возможный объект редкометальной минерализации.

Генезис жадеититов до сих пор остается неясным и дискуссионным. Согласно Н.Л. Добрецову (1964) полярноуральские жадеититы образовались по лейкогаббро в условиях высокого (до 14 кбар) давления и $T = 600-700^\circ C$ при повышенном потенциале натрия в метасоматических растворах, а альбититы – продукт замещения жадеититов при более низкой температуре ($450-500^\circ C$).

Приведенные выше материалы, особенно отсутствие вблизи жадеититов признаков лейкогаббро, противоречат этому представлению. Вместе с тем, развитие жадеита по альбиту и роговой обманке, замещение жадеита актинолитом, обилие разновидностей амфиболов в породах реакционных зон, наличие в них реликтов серпентинита, признаки тектонического перемещения жадеититов, местами вместе с инородными роговообманковыми сланцами и др. свидетельствуют о сложном, длительном и многостадийном процессе формирования жадеититов. Их постоянная ассоциация с гипербазитами, в частности с серпентинитами, заставляет считать, что именно эти породы подвергались натровому метасоматозу вдоль долгоживущих, узких разломов, где создавались благоприятные условия P-T и происходили активные обменные реакции между вмещающими гипербазитами и эндогенными растворами и эманациями, циркулирующими по этим зонам. Высказанное предположение согласуется с широким развитием в данном районе различного рода явлений трансформации гипербазитов – пироксенизации, фельдшпатизации, амфиболитизации, цонзитизации, дегидратации, многократной перекристаллизации и т.д. (Морковкина, 1967). Жадеититы и альбититы, подобно пироксенитам и плагиоклазитам, также следует рассматривать в качестве конечного продукта сложного и длительного процесса натрового метасоматоза, промежуточные стадии которого в значительной мере исчезли или трудно восстанавлимы.

О сложности процесса можно судить по замещению жадеитом различных минералов – пироксена, амфибола и альбита, развитию крупных кристаллов талька и пеннина в контакте с телами альбитит-жадеититов, явлениям наложенной альбитизации на амфиболовые породы реакционных зон и "рубашки", флогопитизации и т.п. Характерно, что процессы альбитизации активно проявились как до, так и после формирования жадеититов, а также самостоятельно, с образо-



Фиг. 5. Развитие жадеита по стыкам зерен и трещинам в альбитите (шлиф 109/62, увел.10, без анал.)



Фиг. 6. Характер замещения жадеитита актинолитом и альбита жадеитом (светло-серое)(шлиф 113/62, увел. 10, без анал.)

ванием в гипербазитах мощных жил и штокообразных тел альбитита. Так, например, вблизи северного края гипербазитового пояса (правобережье р.Большая Хара-Маталоу) жилы альбитита в рассланцованных серпентинитах окружены мощными зонами актинолит-тремолит-глаукофановых пород. Инъекции альбита широко проявились в пироксенитах и горнблендитах района, с образованием амфибол-альбитовых пород, сходных с реакционными оторочками около жадеититов.

Все это свидетельствует о том, что жадеититы нельзя рассматривать в качестве продукта одноактного замещения какой-то породы. Их формирование протекало длительно и многостадийно. Образование жадеита или альбита в ходе про-

цесса контролировалось главным образом P-T условиями, меняющимися в тектонических зонах в зависимости от их развития, а также в связи с процессами дегидратации серпентинитов и ранее образованных по ним амфиболовых пород. Высвобожденная при этом вода (газовая фаза), оставаясь в системе, могла создавать высокое внутреннее давление, благоприятное для формирования жадеита. Поскольку условия менялись в каждом участке зоны, то метасоматические процессы протекали неравномерно, следствием чего можно считать непостоянство состава жадеитовых тел и противоречивые соотношения жадеита с альбитом и другими минералами.

Таким образом, жадеититы и альбититы следует принимать за конечный продукт длительной и сложной эволюции гипербазитов вдоль узких тектонических зон, по которым происходило длительное и интенсивное "пропаривание" их эндогенными газами и эманациями, с образованием различных промежуточных минеральных фаз, установить которые в настоящее время невозможно. Необходимое для образования жадеититов высокое давление могло возникать локально, как вследствие развития самой зоны и региона, так и в результате процессов дегидратации серпентинитов и продуктов их ранних стадий преобразования.

Вместе с тем сонахождение альбититов и жадеититов расширяет перспективы поисковых работ на жадеититы вдоль всего западного края гипербазитового пояса Полярного Урала, где во многих местах имеются выходы альбититов (долины Лагорты, Погурея, Большой Хара-Маталоу, массив Рай-Из и др.).

Большая площадь развития жадеититов, выходы их на поверхность в виде крупноглыбовой россыпи, свежесть и высокое качество породы, а также не требующая больших затрат постройка подводных путей сообщения по долине Кечь-Пеля делают этот район весьма благоприятным для разработки ценного поделочного материала - жадеитита.

Оливиниты - свежая, грубозернистая, существенно оливиновая порода, обладающая высокой прочностью и красивой светло-зеленой окраской, что делает ее весьма ценным поделочным и облицовочным сырьем. Кроме того, ее высокомагнезиальный состав, отсутствие вторичных минералов, а также огромные запасы и возможность разработки открытым способом позволяют использовать оливиниты в качестве формовочного материала для металлургической промышленности.

Оливиниты распространены в высокогорной, водораздельной части района, где они прослеживаются в виде широкой, до 3 км, полосы северо-восточного - юго-западного простирания. Они находятся в рассланцованных и смятых в мелкие складки серпентинитах, с которыми обнаруживают как резкие границы, так и постепенные переходы. Среди оливинитов встречаются многочисленные реликты рассланцованного и милонитизированного серпентинита, иногда в виде узких полос, перемежаемых с оливинитами.

Присутствие в оливинитах свежего энстатита, образующего местами узкие полосы, шпировидные участки и отдельные порфиробласты придает породе очень своеобразный рисунок.

Свежие оливиновые и энстатит-оливиновые породы, соответствующие по составу гарцбургитам, широко распространены во всем гипербазитовом поясе Полярного Урала, в том числе в массиве Рай-Из.

Все эти особенности, а также рассланцевание и брекчирование серпентинитов в краевых частях полосы оливинитов заставляют считать их продуктом регенерации серпентинитов вдоль мощной тектонической зоны.

Реликты рассланцованного хризотил-лизардитового серпентинита в массивных и грубозернистых оливинитах окружены каемками свежего амфибола, нередко вместе с зеленой шпинелью, а чаще перекристаллизованы в антигоритовые разности.

В оливинитах с достоверностью выявляются три типа оливинов, различающихся составом, формой и размером зерен, а также величиной отношения пиков интенсивностей отражения плоскости 020 к 131, 130 и 112, которая служит признаком условий образования оливинов (Куроода, Шимода, 1967; Велинский, Пинус, 1969).

Как видно из таблицы, изометричной формы оливин без спайности (Fa₇₋₈) серпентинитов реликтовых тел в оливините имеет величину отношений 0,48-0,68, по которой он сходен с оливином дунитов Японии (0,59-0,50), базальтов Камчатки (0,52-0,57) и перидотитового нодуля в гавайском базальте (0,48-0,57).

Рентгеноструктурная и оптическая характеристика оливинов

Величина пи- ков отношений интенсивностей	Серпентинит среди оли- винита, 122/67	Призматиче- ски зер- нистый оли- винит, 50/66	Грубозер- нистый эн- статсо- держащий оливинит, 30/62	Дунит (Япония)		Гардбургит (Усть-Бельский массив)		Перидоти- товый но- дуль в га- вайских ба- зальтах	Базальт Камчатки	Базальт Исландии
020/131	0,689	1,438	0,990	0,501	2,158	0,469	0,929	0,576	0,707	0,601
020/130	0,565	1,390	0,950	0,582	2,268	0,450	0,757	0,508	0,625	0,526
020/112	0,482	1,259	1,000	0,532	2,340	0,474	0,825	0,480	0,622	0,519
N _g	1,687	1,680	1,688			1,685	1,686	1,703	1,697	1,701
N _p	1,650	1,644	1,649			1,652	1,653	1,669	1,658	1,667
2V	+72-88	-80-88	+86-88			+86	+88	+80-84	+78-88	-88-90
Спайность	010	010, 100, 001, отд. 012, 101	010, 100	Б/сп.	Соверш. 010, 100, 001	Б/сп.	010,100, 001	100,011	010, 012, отд. 121	010
%, Ga	7-8	4	8-10			7	7	13	13	14
Форма	Изомет- ричная	Призма- тическая	Изомет- ричная		Изометричная		Изометричная	Изомет- ричная	Изомет- ричная	Изомет- ричная

Второй тип оливина характеризуется резко выраженной призматической формой зерен, уплощенных по (010) и вытянутых по N_p , совершенной спайностью по (010), (100) и (001), отрицательным углом оптических осей и высокомагнетизальным составом (Fa_{4-5}). По величине отношений пиков отражения призматический оливин (1,25-1,44) резко отличается как от изометричного оливина реликтов серпентинита, так и от кливажированного оливина дунитов Японии (2,16-2,84) и гипербазитов Усть-Бельского массива (0,82-0,93). Нет ему аналогов и среди базальтов и нодулей в базальтах.

Третья разновидность оливина, характерная для энстатитсодержащих оливинитов, обладает обычной изометричной формой, но крупными размерами зерен, до 6 см, содержит до 10% фаялитовой составляющей, имеет совершенную спайность по (010) и (100) и величину отношений 0,95-1,00, т.е. промежуточную между указанными выше разновидностями. Микроскопические наблюдения показали, что в составе данных пород изометричный оливин находится в тесном сростании с призматическим оливином, с явлениями их перекристаллизации и взаимоперехода. Отсюда очевидно, что промежуточное значение величины отношений характеризует смесь двух типов оливинов, которые практически невозможно разделить при отборе материала для анализа.

Тем не менее эти данные доказывают гетерогенность оливинов даже в пределах полосы развития оливинитов, что, в свою очередь, служит признаком их сложного и длительного формирования.

На основании этих данных, а также результатов химизма сосуществующих пироксенов и оливинов устанавливается формирование оливина без спайности (I тип) при высокой температуре и низком давлении, что подтверждается его сходством с оливином базальтов. Оливин с промежуточным значением величины отношений, характерный для грубозернистых энстатитсодержащих оливинитов, часто ассоциирующих с габброидами, формировался в условиях гранулитовых фаций. Призматический оливин, уплощенный по (010) и вытянутый согласно простиранию тектонической зоны и расланцованности реликтов серпентинита внутри оливинитов, образовался в стресс-условиях при высоком одностороннем давлении. Это подтверждают гигантские, до 14 см в длину, размеры зерен, а также появление аналогичного оливина в серпентинитах непосредственно вдоль плоскости тектонического контакта гипербазитов с метаморфическими сланцами. Кроме того, только для призматического оливина характерно тонкое прорастание игльчатым антигоритом, относящимся к стресс-минералу.

Таким образом, даже формирование оливинитов носило длительный и многостадийный характер, с многократной перекристаллизацией и перегруппировкой вещества оливинов, вынужденных приспособляться к резкой смене $P-T$ условий в пределах долгоживущей тектонической зоны, разделяющей восточную и западную части пояса, резко различающиеся между собой по степени и характеру метаморфизма гипербазитов.

Представления некоторых исследователей (Савельев, Савельева, 1969; Рудник и др., 1971) о связи оливинитов с дифференциацией ультраосновной магмы или кашеобразной массы несостоятельны по следующим соображениям.

Соотношения оливинитов с расланцованными серпентинитами указывают на значительный разрыв во времени их образования. Гигантозернистое сложение оливинитов, сочетание обычного изометричного оливина с призматическим и явления их многократной перекристаллизации не совместимы с представлением о кристаллизации гомогенного ультраосновного расплава. Отсутствие признаков флюидалности и дробления крупных зерен оливина при расланцованности серпентинита в краях и реликтовых участках внутри оливинитов, а также более магнетизальный состав их оливинов по сравнению с оливином ранних гипербазитов противоречат теории кристаллизации и эволюции расплава. Кроме того, приуроченность гипербазитов к зоне глубинного разлома уже сама по себе исключает возможность спокойного становления интрузива с длительной и многостадийной дифференциацией магмы.

Следовательно, наиболее вероятным является высказанное нами предположение об образовании свежих грубо- и гигантозернистых оливинитов в ходе метаморфической эволюции серпентинитов, в которой главную роль играли про-

цессы их дегидратации и перекристаллизации, т.е. регенерации серпентинизированного ультраосновного субстрата.

Это предположение подтверждается активным проявлением в районе блоковой тектоники, более древним возрастом гипербазитов по отношению к вмещающим их породам, приуроченностью оливинитов к тектонической зоне, разделяющей гипербазиты пояса на два блока резко различной метаморфической истории. В частности, только для западной части пояса характерно проявление натрового метасоматоза с образованием жадеититов и альбититов, которые отсутствуют в восточной части несмотря на широкое развитие здесь габброидов, пироксенитов, цоизититов и плагиоклазитов, объединенных нами в пироксенит-габброидный комплекс (Морковкина, 1962, 1967).

Оставляя вопрос о генезисе оливинитов открытым, можно считать несомненным широкое распространение в изученном нами районе свежих оливиновых пород и возможность их использования в качестве промышленного сырья. Этому способствуют благоприятные природные условия для разработки оливинитов, близость их к жадеититовым телам, что позволяет объединить их разработку, а также наличие мощной полосы оливинитов в массиве Рай-Из, расположенном вблизи железной дороги Москва-Лабитнанги.

Таким образом, жадеититы и оливиниты Полярного Урала представляют собой важный объект для промышленного освоения и детального научного изучения этого района, который заслуживает проведения поисковых работ на другие виды неметаллических полезных ископаемых, в частности асбеста, талька и редкометальной минерализации, связанной с альбититами.

Литература

- Велинский В.В., Пинус Г.В. Оливины со спайностью и их петрогенетическое значение. - Геол. и геофиз., 1969, № 5.
- Добрецов Н.Л. Жадеитовые породы как индикатор высоких давлений в земной коре. - В кн. "Петрографические формации и проблемы петрогенезиса", М., 1964.
- Морковкина В.Ф. Жадеититы в гипербазитах Полярного Урала. - Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 4.
- Морковкина В.Ф. О возрасте гипербазитов севере Урала. - Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 3.
- Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. Изд-во "Наука", 1967.
- Морковкина В.Ф. Находки реликтов "субсерпентинита" в альпинотипных гипербазитах и его петрогенетическое значение (на примере Малого Кавказа). - Советская геология, 1971, № 9.
- Рудник Г.Б., Кашинцев Г.Л., Кузнецов И.Е. Геологическое строение и хромитоносность массива Рай-Из. - В кн. "Материалы совещания по составлению прогнозно-металлогенических карт на хромиты". М., 1971.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н. Петрология и хромитоносность Войкаро-Сыньинского массива. - В кн. "Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала". Свердловск, 1969.
- Kuroda J., Shimoda S. Olivine with well developed cleavages. J.geol. Soc. Jap., 1957, 73, N 8.
- Mc Kee B. Widespread occurrence of jadeite, lawsonite and glawp cophane in Central California. - Amer. J. Sci., 1962, 260, N 8.

О ТЕРМИЧЕСКОЙ КРИВОЙ АМОЗИТА

Существуют трудности при диагностировании волокнистых амфиболов. Это заставляет исследовать поведение амфибол-асбестов различными методами, включая термографический. Термические свойства амфиболов недостаточно изучены, вследствие чего отсутствуют эталонные кривые нагревания для амфибол-асбестов, что препятствует применению термографического метода для диагностики этих минералов.

Целью настоящей работы является получение наиболее характерных кривых нагревания для амозита, волокнистой разновидности грюнерита, сильножелезистого амфибола ряда куммингтонит - грюнерит.

Литературные данные по термоанализу амозита немногочисленны. Кривые нагревания амозита и монтазита (торговое название высококачественного амозитового волокна) находим у Вермааса (Vermaas, 1952), (фиг. 1, кривые 1, 2); амозита - у Ходсона с сотрудниками (Hodgson; Freeman, Taylor, 1965) (фиг. 1, кривая 3). Интересно отметить, что термически изученные образцы взяты авторами из одного района Южной Африки. Химические анализы амозитов приведены в табл. 1, колонка 1,2. Годсон приводит средний химический анализ из десяти амозитов.

Опубликованные термограммы однотипны, и в их объяснении авторы сходятся во мнении. Кривые нагревания амозита, записанные на воздухе, характеризуются одним экзотермическим эффектом; обусловленным окислением закиси железа.

Процесс окисления облегчает выделение структурной воды, которая уходит постепенно. Этим авторы объясняют отсутствие на кривых нагревания амозита эндотермического эффекта, связанного с процессом дегидратации. При записи термограммы в атмосфере азота эндотермический эффект проявляется (фиг. 1, кривая 4).

Согласно Ходсону, в процессе окисления, начиная с 350° , образуется промежуточная фаза - оксиамозит. При $800-1000^{\circ}$ происходит термический распад минерала с образованием пироксена, аморфного кремнезема, шпинели и гематита.

Из краткого обзора следует, что имеющиеся в литературе данные о термических свойствах амозита весьма ограничены.

Данные настоящего исследования относятся к образцу амозита из Кривого Рога, химические и оптические результаты которого приведены в табл. 1.

Термографические исследования амозита проводились на дериватографе системы Паулик, Паулик и Эрдеи, позволяющем осуществлять одновременную регистрацию кривых нагревания, потери веса, дифференциальной термической кривой (ДТА) и дифференциальной кривой потери веса (ДТГ).

Запись кривых нагревания осуществлялась на воздухе (фиг. 2), в нейтральной (фиг. 3) и окислительной средах (фиг. 4). Все термограммы получены в одинаковых условиях по размеру навески (500 мг), скорости ($10^{\circ}/\text{мин}$) и чувствительности записи.

Термограммы амозита, записанные как на воздухе, так и в азоте, характеризуются одним эндотермическим эффектом дегидратации в температурном интервале $750-850^{\circ}\text{C}$.

Во время эндотермического эффекта происходит выделение конституционной воды с образованием новых фаз. Согласно рентгенографическому исследованию, новыми фазами являются пироксен, гематит, кремнезем, что соответствует литературным данным.

Дегидратация не сопровождается полным разрушением структуры амфибола, а представляет постепенный процесс ее перестройки. Согласно Фримену и Тейлору (Freeman, Taylor, 1960), превращение амозитовой структуры в пироксеновую совершается топотактически. (Особый вид топохимических реакций, когда конечная фаза образуется путем постепенных преобразований структуры исходной фазы. Возникающая фаза топотактически наследует кристаллографическую ориентацию амфибола.)

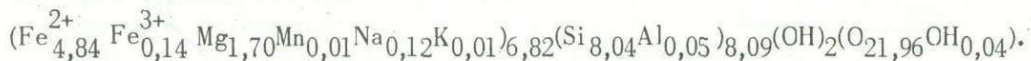
Согласно рентгеновским данным, начиная с $500-550^{\circ}$ образуется новая фаза со структурой, близкой к структуре амозита.

Таблица 1

Химические анализы амозитов

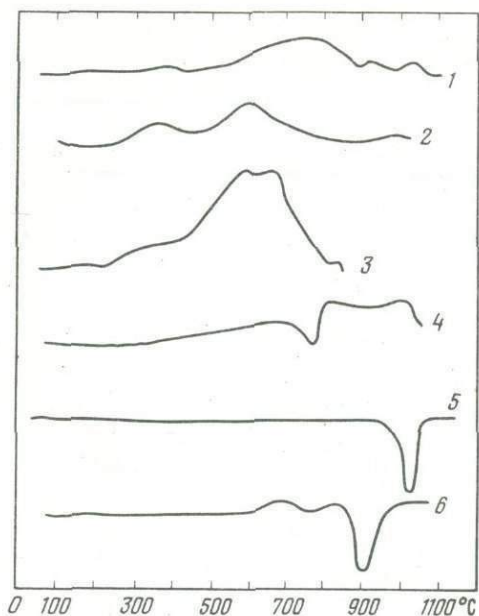
Компоненты	1	2	3
SiO ₂	49,47	49,76	52,60
TiO ₂	0,25	-	-
Al ₂ O ₃	0,63	0,24	0,30
Fe ₂ O ₃	4,15	0,49	1,2
FeO	35,63	40,09	37,14
MnO	0,60	0,53	0,08
MgO	6,57	6,15	7,30
CaO	0,52	0,91	-
Na ₂ O	0,02	0,10	0,41
K ₂ O	0,2	0,13	0,04
H ₂ O ⁺	2,33	1,87	1,99
H ₂ O ⁻	0,07	0,27	-
CO ₂	-	0,18	-
F	0,01	-	-
Σ	100,45	100,72	100,06
Уд.вес	3,48±0,01	-	-
Ng	-	1,689	1,700±0,002
Np	-	1,668	1,668±0,002

1 - амозит, Южная Африка (Vermaas, 1952), 2 - амозит, Южная Африка (Hodgson a.o., 1965), 3 - амозит, Кривой Пор



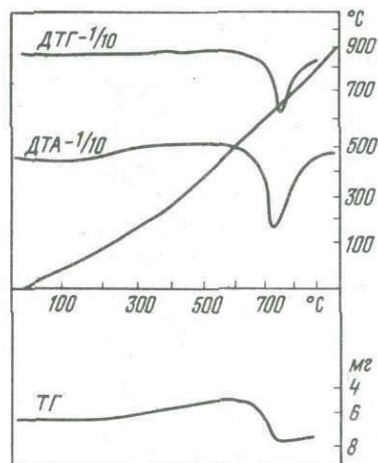
Ходсон эту новообразованную фазу называет оксиамозитом. Одновременно с выделением структурной воды происходит окисление Fe²⁺ в амозите. Наблюдаемый на термограммах, записанных на воздухе, эндотермический эффект является результатом реакции дегидратации, на которую наложен процесс окисления. Отсутствие на наших кривых нагревания экзотермического эффекта окисления Fe²⁺, который наблюдается на термограммах в литературе, можно объяснить специфической дериватографических экспериментов. Регистрация кривых нагревания осуществляется в условиях квазизамкнутой системы, когда доступ воздуха к образцу затруднен. Поэтому процесс окисления, растягиваясь на большом температурном интервале, термографически не проявляется. Только при нагревании амозита в окислительной среде удастся зафиксировать на термограмме одновременно с эндотермической экзотермический эффект окисления Fe²⁺, в интервале температур 600-700°C (фиг. 4). Процесс окисления в амозите по Эддисону и Шарпу (Addison, Sharp, 1966) описывается следующим уравнением:



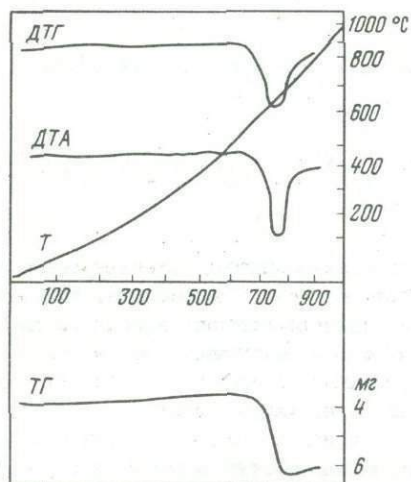


Фиг. 1. Дифференциальные термические кривые нагревания

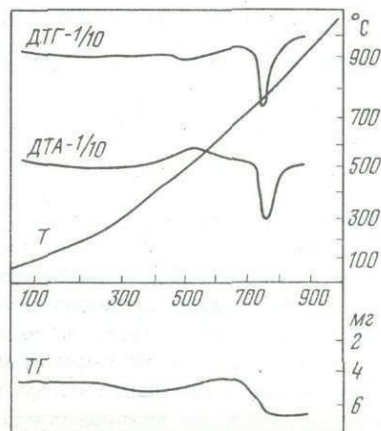
1 - амозита; 2 - монтазита, Южная Африка (Vermaas, 1952); 3 - амозита, Южная Африка (Hodgson a.o., 1965): 3 - на воздухе, 4 - в азоте; 5 - Mg-куммингтонита, Кольский полуостров, 6 - куммингтонита, Кривой Рог



Фиг. 2. Дериватограмма амозита, Кривой Рог, записанная на воздухе



Фиг. 3. Дериватограмма амозита, Кривой Рог, записанная в азоте



Фиг. 4. Дериватограмма амозита, Кривой Рог, записанная в окислительной атмосфере

По их данным реакция окисления протекает на поверхности минерала. Реакция, начавшись на поверхности, в дальнейшем протекает за счет миграции электронов от Fe^{2+} к поверхности с одновременной миграцией протонов. Миграция электро-

нов и протонов происходит вдоль кремнекислородных цепочек в структуре амозита, т.е. параллельно кристаллографической оси "с".

Уравнение, предложенное Эддисоном (1), является суммой двух равенств, отражающих процессы окисления и дегидратации:



Вклад каждого равенства в итоговую реакцию неизвестен, так как выбор коэффициента "n" до некоторой степени произволен (прибавка веса или потеря веса). Для устранения подобного произвола в выборе "n" значение коэффициента определяли, исходя из наших термогравиметрических данных. Основанием для подобных расчетов являлось то, что сумма прибавки веса по реакции (а) и потери веса по реакции (b) отражена на кривой изменения веса.

Составляем уравнение весового баланса:

$$\frac{32}{4 \times 72} (1 - x) - \frac{18 \times n}{4 \times 72} = \frac{a \text{ (данные ТГ)}}{\% \text{FeO}},$$

где x - доля процесса дегидратации, $(1-x)$ - доля процесса окисления. Значение n зависит от формы кривой потери веса образца: если суммарная реакция на ТГ изображает прибавку, то $n = 0$ или 1, если - потерю веса, то $n = 2, 3, \dots$

Для уравнения (с) наиболее подходящим значением является $n = 1$. Зная n и x , можно определить количество H_2O , выделившееся при процессах окисления и дегидратации. Оказалось, что процесс дегидратации в амозите начинается при сравнительно низких температурах (с 600°C) задолго до четкого эндотермического эффекта на кривой нагревания. Зная x , можно определить изменение содержания при нагревании в амозите. Полученные данные для конкретного опыта имеют хорошую сходимость с данными химического анализа (см. табл. 2). По-видимому, эти результаты могут служить подтверждением правильности механизма окисления в амозите, предложенного Эддисоном. Структурная и химическая близость амозита с неволокнистыми минералами ряда куммингтонит-грюнерит отражается и в их термическом поведении. Но несмотря на сходство кривых нагревания существуют различия, которые отмечаются при равных условиях регистрации термограмм (Ершова, 1972).

Кривая нагревания грюнерита, так же как и кривая Mg-куммингтонита, характеризуется одним эндотермическим эффектом дегидратации в температурном интервале $800-900, 970-1050^\circ\text{C}$ соответственно. Выделение структурной воды у грюнеритов и Mg-куммингтонитов происходит при более высоких температурах. Вероятно, это связано с тем, что величина удельной поверхности у амозита больше, что и обуславливает смещение эндотермического эффекта в область более низких температур. Характерным для термограмм собственно куммингтонитов является два эндотермических эффекта дегидратации (см. фиг. 1). Структура куммингтонита исчезает во время второго эндотермического эффекта.

Таблица 2

Изменение содержания FeO при нагревании в амозите

Т°, С	Количество FeO , окислившееся по данным химического анализа	Количество FeO , вычисленное по уравнению (1)
500-600	2,1	2,0
600-700	5,1	4,4
700-800	5,4	4,5
800-850	2,3	1,5
850-950	7,5	6,4

Исследуя куммингтониты методами ГРС (γ -резонансная спектроскопия), ИК-спектроскопии, было установлено, что Fe^{2+} , находящееся в различных структурных позициях (M_1, M_2, M_3, M_4), ведет себя неодинаково в процессах окисления и дегидратации. Fe^{2+} в позиции M_4 в куммингтоните не принимает участия в процессе окисления вплоть до разрушения структуры минерала (Ершова и др., 1970). Окисление, которое наблюдается с $500^\circ C$ в куммингтоните, происходит за счет Fe^{2+} в позиции M_2 .

Температура дегидратации куммингтонитов зависит от содержания Fe^{2+} в позициях M_1, M_3 . Эта зависимость имеет линейный характер. При уменьшении содержания Fe^{2+} (соответственно увеличивается содержание Mg) происходит смещение температуры дегидратации в высокотемпературную область. Исходя из структурной близости минералов, можно ожидать, что полученные данные для куммингтонитов будут применимы и для амозитов. Но это предположение нуждается в дальнейшем исследовании.

Полученные данные о термическом поведении амфибол-асбеста, вероятно, окажутся полезными при решении некоторых геологических и петрологических вопросов.

Автор выражает благодарность Г.О. Пилюяну за ряд ценных советов, В.Н. Куделину за предоставление для исследования образца амозита.

Литература

- Ершова З.П., Бабешкин А.М., Перфильев Ю.Д. Изучение процесса окисления железа в куммингтоните методом γ -резонансной (мессбауэровской) спектроскопии. - Геохимия, 1970, № 2.
- Addison W.E., Sharp J.H. Redox behaviour of amosite. Papers and Proc. 5th. Gen. Meet. In - ternat. Mineral. Assoc. Cambridge, London, 1968.
- Freeman A.G., Taylor N. W. Die Entwässerung von Tremolit. - Silikatechnik, 1960, 11.
- Hodgson A.A., Freeman A.G., Taylor H.F. W. The thermal decomposition of amosite. - Min. mag., 1965, 35, N 271.
- Vermaas F.H.S. The amphibole asbestos of South Africa Trans. - Proc. Geol. Soc. South Africa, 1952, 55.

ЛИСТВЕНИТЫ В ГИПЕРБАЗИТАХ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Листвениты как продукты метасоматического изменения гипербазитов сосредоточены в пределах двух выделяемых для северной части Кузнецкого Алатау ветвей гипербазитового пояса (фиг. 1) - восточной и западной (Гончаренко, 1968).

В составе восточной ветви листвениты выявлены в гипербазитах крупнейшего в этом районе Бархатного массива, где они образуют резко обособленные тела, тяготеющие к эндоконтактовым зонам. С гипербазитами западной ветви связано два наиболее крупных проявления лиственитов. Первое из них располагается в ультраосновных породах массива гор Северной-Зеленой, а второе - приурочено к серпентинитам Семеновского района.

Ниже приводится краткая характеристика изученных зон лиственитизации ультраосновных пород.

Массив гор Северной-Зеленой. Листвениты в гипербазитах массива гор Северной-Зеленой являются наиболее изученными и приурочены к контакту ультраосновных пород с вмещающими их амфиболовыми сланцами. Контактная зона насыщена маломощными кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами, сопровождающими дайки гранит-аплитов (фиг. 2). Внутреннее строение зоны осложняется интенсивным, локально развитым смятием и дроблением пород. Ширина полосы метасоматически измененных пород, обнажающихся по стенке кара, составляет около 100 м.

По составу исходных пород в этой зоне выделяется два типа образования - орто- и эпилиствениты (Кашат, Аллахвердиев, 1965). Ортолиствениты как продукты метасоматического изменения гипербазитов являются наиболее распространенными породами и слагают эндоконтактовую часть массива. Непосредственно к ортолиственитам по зоне смятия примыкают эпилиствениты, возникшие в результате метасоматического преобразования амфиболовых сланцев.

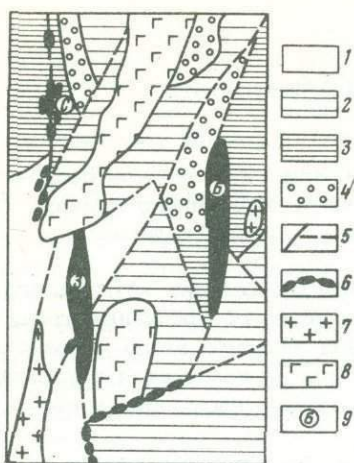
Детальное изучение зоны лиственитизации позволяет выделять четыре стадии процесса, которые последовательно наложились на сформировавшиеся ранее тальк-карбонатные породы.

Метасоматические изменения первой стадии связаны с воздействием на тальк-карбонатные породы даек гранит-аплитов. В описываемом разрезе (фиг. 2) тальк-карбонатные породы характеризуются постепенными переходами через тальк-карбонат-серпентиновые и карбонат-серпентиновые породы в антигоритовые серпентиниты. В сторону дайки тальк-карбонатные породы сменяются слюдисто-кварц-карбонатными и кварцевокарбонатно-слюдистыми породами.

Тальк-карбонатные породы окрашены в пепельно-серый или желтоватосерый цвет, грубо рассланцованы, иногда сильно перемяты и часто внешне похожи на тальковые сланцы. Под микроскопом устанавливается гранолепидобластовая структура пород, характеризующаяся равномерным расположением тонкозернистого агрегата магнезита ($N_0 = 1,702$) с размером зерен 0,05-0,01 мм в основной ткани тонкочешуйчатого талька. Иногда такая структура осложняется присутствием более крупных (до 1-2 мм) зерен и жилковидных скоплений слабо железистого магнезита ($N_0 = 1,709$). Колебания состава карбонатов находят отражение в закономерном изменении межплоскостных расстояний по наиболее характерным линиям (табл. 1). На дериватограмме тальк-карбонатных пород магнезит характеризуется глубоким эндотермическим эффектом при температуре 620° (фиг. 3).

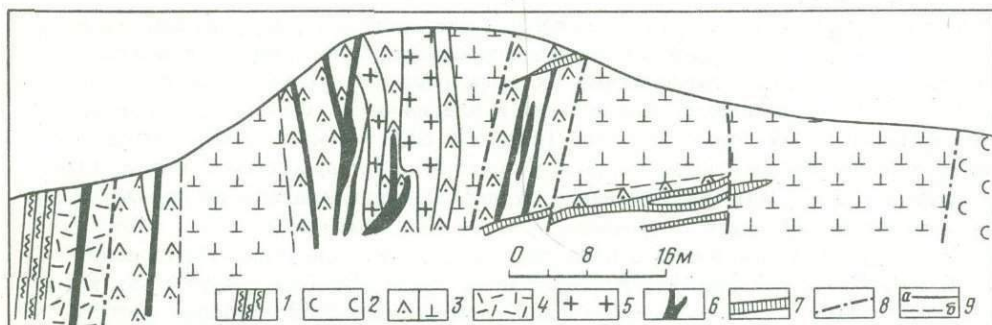
Соотношение карбоната и талька в описываемых породах изменяется в широких пределах, что в ряде случаев приводит к возникновению, с одной стороны, существенно тальковых, с другой, - почти мономинеральных карбонатных пород. Из примесей в тальк-карбонатных породах отмечается присутствие серпентинита, фуксита, хлорита. Рудные минералы представлены реликтовыми зернами хромшпинели, изредка встречаются магнетит и пирит.

На контакте с дайкой гранит-аплита развита зона кварц-слюдисто-карбонатных и кварцево-карбонатно-слюдистых пород, отличающихся между собой по со-



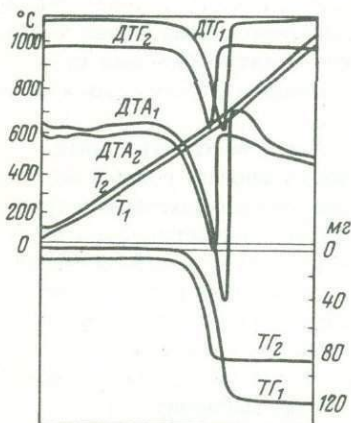
Фиг. 1. Схема размещения гипербазитовых массивов в структурах северной части Кузнецкого Алатау

1 - горстовые выступы протерозойского фундамента; 2 - внутригеосинклинальные поднятия; 3 - внутренние подвижные зоны; 4 - наложенные впадины и грабен-синклинали; 5 - главные разломы; 6 - цепочки гипербазитовых тел; 7 - плутоны гранитоидов; 8 - плутоны габброидов; 9 - гипербазиты с проявлениями лиственитов: 3 - массив гор Северной-Зеленой, С - Семеновский район, Б - Бархатный массив



Фиг. 2. Зона лиственитизации в гипербазитах массива гор Северной-Зеленой

1 - сланцы; 2 - серпентиниты; 3 - ортолоствениты; 4 - эпилоствениты; 5 - гранит-аплиты; 6 - кварцевые жилы; 7 - кварц-полевошпатовые жилы; 8 - тектонические трещины; 9 - геологические границы: а - резкие, б - постепенные



Фиг. 3. Дериватограммы тальк-карбонатных (ДТА₁) и кварц-тальк-карбонатных (ДТА₂) лиственитов

держанию слюдяных компонентов, которое колеблется от 10-15 до 50-60%. Внешне эти породы характеризуются массивной текстурой и кристаллически зернистым строением, участками интенсивно пиритизированы. Микроструктура пород определяется соотношением карбоната и кварца, образующих гетерогранобластический агрегат зерен размером от сотых долей до 1,5-2,0 мм и скоплений мелкочешуйчатого серишита, среди которых часто встречаются более крупные

Таблица 1

Результаты рентгеноструктурного анализа карбонатов

hkl	10 $\bar{1}$ 4		1 $\bar{1}$ 23		11 $\bar{2}$ 6		30 $\bar{3}$ 0		2 $\bar{2}$ 46	
	№ обр.	I	d _{α/n}	I	d _{α/n}	I	d _{α/n}	I	d _{α/n}	I
1	10	2,729	9	2,058	10	1,694	7	1,334	10	1,065
2	9	2,749	8	2,104	8	1,691	3	1,337	8	1,066
3	9	2,744	6	2,103	9	1,701	3	1,336	6	1,067
4	10	2,742	8	2,099	10	1,699	5	1,339	5	1,071
5	10	2,749	8	2,106	10	1,702	4	1,337	5	1,068
6	10	2,739	9	2,739	10	1,700	7	1,336	10	1,067
7	10	2,770	8	2,116	10	1,711	4	1,342	6	1,072
8	10	2,754	7	2,114	9	1,709	3	1,342	4	1,072
9	10	2,754	9	2,109	10	1,708	5	1,339	6	1,069
10	10	2,756	9	2,105	10	1,707	6	1,339	6	1,054
11	9	2,751	7	2,103	9	1,703	4	1,339	4	1,067
12	10	2,761	9	2,110	9	1,706	4	1,341	5	1,069
13	10	2,783	7	2,131	9	1,720	4	1,349	5	1,073
14	10	2,891	8	2,192	7	1,785	4	1,386	7	1,108
15	10	2,897	8	2,333	6	1,787	5	1,389	8	1,110

1 - магнезит; 2-12 - брейнерит, 13 - мезитит; 14,15 - доломит. Анализы выполнены в лаборатории кафедры минералогии ТГУ В.Н. Сергиенко.

Таблица 2

Химический состав ортолиственитов (первая стадия лиственитизации)

Оксиды	Вес. %				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	40,18	36,24	33,04	32,43	36,07
TiO ₂	0,03	0,06	0,13	0,05	0,20
Al ₂ O ₃	0,76	0,99	0,26	0,49	14,52
Fe ₂ O ₃	3,58	0,44	2,39	2,11	2,80
Cr ₂ O ₃	0,52	0,31	0,40	0,30	0,26
FeO	3,59	5,29	2,51	3,89	6,75
NiO	0,28	0,19	0,27	0,16	0,13
MnO	0,15	0,12	0,25	0,20	0,14
MgO	42,93	37,22	33,64	30,90	15,70
CaO	-	0,28	-	0,69	0,13
Na ₂ O	-	0,10	-	0,07	0,20
K ₂ O	-	0,05	-	0,15	5,70
H ₂ O	8,20	10,59	4,06	4,51	3,69
CO ₂	-	7,99	23,10	24,08	12,82
P ₂ O ₅	0,03	Сл.	0,05	-	-
SO ₃	0,06	0,01	0,03	0,09	1,31
Сумма	100,31	99,90	100,11	99,53	100,42

1 - серпентинит; 2 - карбонизированный серпентинит; 3 - тальк-карбонатная порода; 4 - слюдисто-кварц-карбонатная порода; 5 - кварц-карбонатно-слюдистая порода.

листочки мусковита ($N_g = 1,598$, $N_p = 1,562$, $N_g - N_p = 0,036$). Карбонат представлен доломитом ($N_o = 1,690$), вместе с которым, по мере удаления от контакта с дайкой, появляется слабо железистый магнезит и брейнерит ($N_o = 1,706 - 1,717$), что подтверждается рентгенометрическими данными (табл. 1, № 1-3, 14).

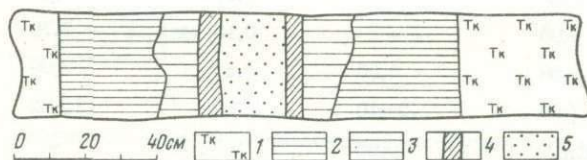
Химический состав продуктов первой стадии лиственитизации представлен в табл. 2. Расчеты, произведенные по атомно-объемному методу (Рудник, 1962), показывают, что в процессе образования тальк-карбонатных пород из серпентинитов выносятся около 15% кремнезема и 19% магнезия. Еще большую подвижность приобретают эти компоненты в стадию лиственитизации на контакте с гранит-аплитами. Количество вынесенного кремнезема в зоне лиственитов увеличивается до 20-25%, а магнезия - до 67%. Одновременно отмечается интенсивный привнос калия, который идет на образование слюдястых минералов. Таким образом, гидротермальные растворы первой стадии лиственитизации были существенно углекислыми с повышенным потенциалом калия.

Вторая стадия лиственитизации развита внутри зоны тальк-карбонатных пород и связана с формированием кварцево-полевошпатовых жил. Полевой шпат в жилах представлен альбитом № 10, образующим весьма крупные кристаллы в массе кварца, размер которых достигает 1-3 см.

На контакте с кварцево-полевошпатовой жилой в тальк-карбонатных породах возникает симметричная зональность (фиг. 4). Как видно из прилагаемого разреза, исходные тальк-карбонатные породы по мере приближения к жиле переходят сначала в кварц-тальк-карбонатные породы, которые сменяются слюдисто-кварц-карбонатными и кварц-слюдястыми породами. Кварц образует разрозненные неправильные по форме зерна и агрегативные скопления в тальк-карбонатной массе; иногда кварц обособляется в виде тонких прожилков. Содержание его колеблется от 1-2 до 10-15%. В расщепленных разностях кварц-тальк-карбонатных пород отмечаются тонкие прожилки талька.

Микроструктура кварц-тальк-карбонатных лиственитов гранолепидобластовая. Устанавливаемые вариации этой структуры связаны с особенностями взаимного расположения и количественного соотношения минеральных компонентов. Размер зерен карбоната не превышает десятых долей миллиметра, в состав его, судя по показателям преломления ($N_o = 1,706 - 1,712$) и данным рентгеновского определения (табл. 1, № 4-6), отвечает составу слабожелезистого магнезита и брейнерита.

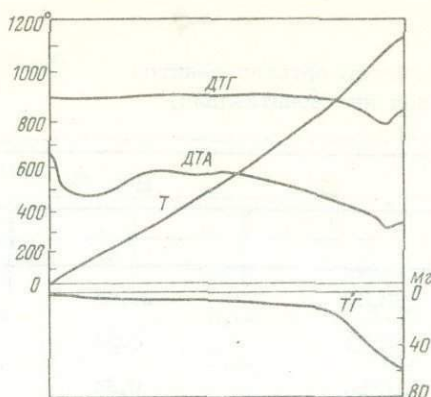
Описанные листвениты при более глубоких метасоматических изменениях тальк-карбонатных пород переходят в слюдисто-кварц-карбонатные породы. Микроструктура этих пород определяется как лепидогранобластовая, обусловленная наличием кварцево-карбонатного агрегата с размером зерен 2-3 мм, мелких листочков и чешуек мусковита. Следует отметить, что наряду с брейнеритом, в этой зоне часто встречается доломит ($N_o = 1,681$, табл. 1, №15), который образует более крупные, неправильные по форме зерна и обладает ясной псевдоабсорбцией. В количественном отношении кварц резко уступает карбонатам и распределяется в массе породы довольно неравномерно, иногда образуя обособленные скопления. Интересно отметить, что мусковит более охотно развивается в участках с повышенным содержанием кварца.



Фиг. 4. Зональность метасоматически измененных гипербазитов на контакте с кварц-полевошпатовой жилой

1 - тальк-карбонатная порода; 2 - мелкозернистая кварц-тальк-карбонатная порода; 3 - среднезернистая слюдисто-кварц-карбонатная порода; 4 - кварц-флогопитовая порода; 5 - кварц-полевошпатовая жила

Фиг. 5. Дериватограмма флогопита



На контакте с кварц-полевошпатовой жилой развита зона кварц-слодистых метасоматитов (фиг. 4), которые часто переходят в мономинеральные слюдиты. Слюдиты представляют собой окрашенные в темно-бурый цвет породы, состоящие из субпараллельно ориентированных листочков флогопита размером от сотых долей до 1,5–2,0 мм. Под микроскопом флогопит обнаруживает слабый плеохроизм от бледно-желтовато-зеленого по Ng до почти бесцветного по Np, оптически двусный с малым углом 2V, показатели преломления: Ng = 1,594, Nm = 1,592, Np = 1,555, Ng–Np = 0,039. Приведенные свойства, а также результаты дериватографического (фиг. 5) и рентгеноструктурного (a = 5,31 Å, b = 9,28 Å, c = 9,63 Å, β = 99°26′) анализов позволяют относить описанный минерал к ряду флогопит-анит с содержанием около 15% железистой молекулы.

Описанные флогопитовые слюдиты являются первой находкой в метасоматически измененных гипербазитах юга Сибири. На Урале подобные образования обнаружены Г.Н. Вертушковым и В.Н. Авдоиным (Вертушков, Авдонин). Позднее флогопитовые жилы в ультраосновных породах были описаны А.И. Шерстюком. Некоторое сходство с описанными нами слюдитами обнаруживают уральские "табашки", широко развитые в золотосных ливенитах.

Поведение отдельных компонентов во вторую стадию ливенитизации иллюстрируется данными табл. 3, которые показывают, что при преобразовании тальк-карбонатных пород в слюдиты происходит интенсивный вынос магния и привнос калия, алюминия, кальция. Выносимый из исходных пород кремнезем перераспределялся во внутренних зонах метасоматической колонки. Поведение железа отражает изменение режима CO₂ в ливенитизирующем растворе и фиксируется изменением соотношения Fe³⁺/Fe²⁺, которое является следствием колебания железистости карбонатов. Привносимый растворами кальций реализуется на образование доломита.

Третья стадия ливенитизации проявляется в связи с формированием безрудных кварцевых жил. Выявление метасоматической зональности, связанной с этой стадией процесса, сопряжено со значительными трудностями, так как она накладывается на уже ливенитизированные породы и сопровождается однообразным комплексом возникающих минералов (кварц, карбонат, слюды).

Детальное петрографическое изучение и сопоставление отдельных разрезов околослюдистых измененных пород третьей стадии ливенитизации показывает, что на месте тальк-карбонатных пород образуются кварц-тальк-карбонатные и слюдисто-кварц-карбонатные ливениты, которые в отличие от аналогичных образований более ранних стадий содержат повышенное количество кварца. На контактах с кварцевыми жилами в ливенитах появляется альбит. Альбитсодержащие ливениты часто содержат фуксит, который развивается по трещинам в раздробленных зернах хромшпинелидов и образует вокруг них мелкочешуйчатые скопления.

Внешне ливениты представляют собой массивные светло-серые породы мелкозернистой структуры с бурой коронкой на поверхности выветривания. Микроструктура ливенитов изменяется от гранолепидобластовой до гетерогранобластовой. Наиболее распространенный вариант структуры определяется соот-

Таблица 3

Химический состав ортолиственитов
(вторая стадия лиственитизации)

Окислы	Вес. %			
	1	2	3	4
SiO ₂	33,04	20,88	35,50	41,44
TiO ₂	0,13	0,23	0,09	0,44
Al ₂ O ₃	0,26	0,23	0,96	10,27
Fe ₂ O ₃	2,39	1,78	1,59	8,68
Cr ₂ O ₃	0,40	0,44	0,28	0,45
FeO	2,51	4,67	2,87	1,08
NiO	0,27	0,16	0,16	0,22
MnO	0,25	0,34	0,21	0,48
MgO	33,64	32,33	27,03	21,78
CaO	-	-	1,65	0,14
Na ₂ O	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	0,16	6,87
H ₂ O	4,06	8,10	4,12	3,04
CO ₂	23,10	30,06	26,08	-
P ₂ O ₅	0,05	0,66	0,02	0,02
S	0,03	0,03	0,03	Сл.
F	-	-	-	4,20
Сумма	100,11	99,21	100,75	99,11

1 - тальк-карбонатная порода; 2 - мелкозернистая тальк-кварц-карбонатная порода; 3 - среднезернистая слюдисто-кварц-карбонатная порода; 4 - кварц-флогопитовая порода.

ношением агрегата зерен карбоната размером 0,3-0,5 мм и расположенных между ними скоплений кварца, и серицита, размер зерен которых измеряется сотыми долями миллиметра. Содержание кварца колеблется от 20 до 40% и более.

Существенные структурные преобразования в третью стадию лиственитизации испытывали образовавшиеся ранее кварцево-тальк-карбонатные породы. По мере приближения к кварцевой жиле сланцеватая текстура этих пород становится массивной, а структура - кристаллически-зернистой. Под микроскопом перекристаллизация сланцеватых лиственитов выражается в постепенном укрупнении зерен карбоната, размер которых увеличивается от 0,1 до 0,6-1,0 мм в поперечнике. Разрастание индивидов карбоната сопровождается захватом более мелких зернышек кварца, что приводит к образованию пойкилобластической микроструктуры.

Отличительной особенностью характеризуемых лиственитов является повышенная железистость карбонатов, которая, судя по оптическим свойствам ($N_0 = 1,712-1,725$), достигает 16%, что согласуется с данными рентгеноструктурного анализа (табл. 1, №7-10). В ассоциации с брейнеритом постоянно встречается доломит.

Таблица 4

Химический состав ортохлественитов
(третья стадия лиственитизации)

Окислы	Вес. %				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	33,04	47,54	43,32	44,68	55,10
TiO ₂	0,13	0,04	0,12	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	0,26	0,53	2,33	1,25	0,79
Cr ₂ O ₃	0,40	0,21	0,19	0,27	0,21
Fe ₂ O ₃	2,39	0,82	1,27	0,57	1,58
FeO	2,51	2,93	3,58	4,52	3,53
NiO	0,27	0,11	0,14	0,09	0,12
MnO	0,25	0,08	0,12	0,13	0,12
MgO	33,64	24,10	22,31	22,03	17,08
CaO	-	2,74	1,11	0,55	0,48
Na ₂ O	-	0,13	0,10	0,05	Сл.
K ₂ O	-	0,28	0,28	0,21	0,36
H ₂ O	4,06	3,08	2,84	2,80	1,94
CO ₂	33,10	16,20	20,79	22,43	18,90
P ₂ O ₅	0,05	-	Сл.	0,03	Сл.
S	0,03	0,36	0,08	0,02	0,10
Сумма	100,11	99,15	99,08	99,69	100,05

1 - тальк-карбонатная порода; 2 - слюдисто-альбит-кварц-карбонатная порода; 3 - слюдисто-кварц-карбонатная порода; 4 - кварц-карбонатная порода; 5 - тальк-кварц-карбонатная порода.

Сопоставление химического состава лиственитов с составом исходных тальк-карбонатных пород и расчет баланса вещества, произведенный на основании данных табл. 4, позволяет достаточно определенно судить о направленности процесса лиственитизации, в ходе которого происходило дальнейшее выщелачивание магния, в заключительную стадию лиственитизации, отлагавшегося по трещинам из отработанных растворов в форме магнезита и талька.

В отличие от ранних стадий экстракция кремнезема из тальк-карбонатных пород отсутствует, а, наоборот, происходит значительный привнос SiO₂, что приводит к возрастанию количества кварца в лиственитах и уменьшению содержания карбонатов. В поведении других элементов существенных изменений не отмечается. Как и в описанных выше лиственитах, наблюдается незначительный привнос алюминия, щелочей, кальция. Возрастание активности CO₂ приводит к увеличению соотношения FeO/Fe₂O₃, что фиксируется некоторым повышением железистости карбонатов.

Повышение активности сероводорода и мышьяка в лиственитизирующих растворах третьей стадии способствовало образованию некоторых рудных минералов, в частности, пирита, арсенопирита, сфалерита.

Четвертая стадия лиственитизации — кварц-сульфидная (золотоносная) — накладывается как на тальк-карбонатные породы, так и на образовавшиеся ранее листвениты. В последнем случае иногда возникают зоны брекчирования и дробления.

Среди тальк-карбонатных пород золотоносные листвениты залегают в виде круто поставленных плитообразных тел и от других метасоматических образований отличаются по ряду структурно-текстурных признаков.

Внешне кварц-карбонатные листвениты представляют собой очень плотные тонкозернистые породы с характерной сеткой тонкопрожилкового кварца. Кварцевые прожилки развиваются обособленно или являются апофизами кварцевых жил, приуроченных к системе параллельных круто падающих трещин. Минералогический состав лиственитов прост и определяется комбинацией двух минералов — кварца и карбоната. Состав последнего изменяется от брейнерита до мезитита, что подтверждается оптическими свойствами ($N_o = 1,719-1,732$) и увеличением параметра ребра элементарной ячейки (табл. 1, № 11-13). В небольших количествах присутствуют доломит и тальк.

Следует отметить, что в лиственитах этого типа, как и в описанных выше, постоянно отмечаются реликтовые зерна хромшпинелидов, которые часто оказываются раскрошенными и вытянутыми в линейные цепочки.

Химизм золотоносной стадии лиственитизации характеризуется большой подвижностью кремнезема, содержание которого, как показывают расчеты, уменьшается по отношению к исходным породам (табл. 5). Согласно полученным данным, при преобразовании тальк-карбонатных пород в кварц-карбонатные происходит вынос магния и некоторый привнос натрия, калия и алюминия. Особенно показательным является поведение железа, общий баланс которого почти не меняется, однако железо при этом полностью переходит в закисную форму, что ведет к увеличению железистости карбонатов.

В заключительный этап процесса лиственитизации образуются кварцево-магнезитовые и тальковые жилы, секущие ранее сформировавшиеся метасоматические породы.

В колонке метасоматических пород, образовавшихся за счет вмещающих гипербазиты амфиболовых сланцев, стадийность процесса лиственитизации проявляется менее отчетливо, что связано главным образом с однотипностью минералогического вещества возникающих при этом эпилитвенитов. Ширина зоны апосланцевых лиственитов составляет всего 12 м.

Наиболее характерной разновидностью этих пород являются кварц-альбит-слюдисто-карбонатные листвениты. Внешне это серые массивные породы скрытозернистого сложения, пронизанные тонкими кварцевыми прожилками, вблизи которых располагаются мелколистчатые скопления изумрудно-зеленого фуксита. Листвениты содержат повышенное количество пирита (до 3-5% и более).

Под микроскопом устанавливается микрогранолепидобластовая структура пород, основная масса которых состоит из неправильных по форме зерен карбоната размером до 0,1 мм и более тонкочешуйчатого агрегата бесцветной слюды — гидратизированного серицита и пирофиллит-фенгита. Среди слюдистых минералов выделяются отдельные более крупные листочки мусковита размером до 0,2 мм. Фуксит образует скопления мелких листочков размером 0,05-0,1 мм, тяготеющих к кварцевым прожилкам.

На фоне слюдисто-карбонатного агрегата в эпилитвенитах отчетливо выделяются участки, сложенные кварцем и серицитизированным альбитом, причем последний нередко образует относительно крупные (до 0,2 мм) полисинтетически сдвойникованные индивиды.

Карбонатные минералы в описываемых породах представлены доломитом, кальцитом, брейнеритом, которые встречаются в переменных количествах и являются преобладающими по отношению к альбиту и слюдам. Брейнерит и кальцит иногда обособляются в жилки мощностью до 1-2 см.

Своеобразные проявления процесса лиственитизации сланцев устанавливаются в тектонически активных зонах, где породы обычно катаклазированы и интенсивно рассланцованы. В составе эпилитвенитов, слагающих зоны смятия, отмечается появление биотита и хлорита, что приводит к образованию биотит-альбит-кварц-карбонатных и хлорит-карбонат-альбит-слюдистых пород.

Таблица 5

Химический состав ортолиственитов
(четвертая стадия лиственитизации)

Окислы	Вес. %		
	1	2	3
SiO ₂	33,04	30,49	28,17
TiO ₂	0,13	0,04	0,03
Al ₂ O ₃	0,26	1,03	1,16
Cr ₂ O ₃	2,39	0,91	0,11
Fe ₂ O ₃	0,40	0,25	0,24
FeO	2,51	4,64	5,35
NiO	0,27	0,11	0,16
MnO	0,25	0,13	0,17
MgO	33,64	30,09	29,76
CaO	-	0,22	0,28
Na ₂ O	-	0,05	0,05
K ₂ O	-	0,08	Сл.
H ₂ O	4,06	3,50	5,08
CO ₂	23,10	28,00	29,97
P ₂ O ₅	0,05	0,01	0,04
S	0,03	0,10	0,01
Сумма	100,11	99,65	100,60

1 - тальк-карбонатная порода; 2 - тальк-кварц-карбонатная порода; 3 - кварц-карбонатная порода.

По химическому составу эпилиствениты (табл. 6) резко отличаются от ортолиственитов, что находит объяснение в составе исходных пород серпентинитов и амфиболовых сланцев. В процессе метасоматического изменения амфиболовые сланцы претерпели чрезвычайно интенсивные изменения в минеральном и, частично, химическом составе. Расчет баланса вещества показывает, что лиственитизирующие растворы характеризовались повышенным потенциалом углекислоты, роль которой в процессе формирования метасоматической колонки сводилась к разложению железисто-магнезиальных силикатов и выносу кальция, натрия и частично железа. Поступление калия приводило к нейтрализации и ошелачиванию первоначально кислых растворов, что способствовало, с одной стороны, выносу кремнезема из исходных пород, а с другой, связыванию CO₂ в виде карбонатов. Наиболее инертным компонентом в ходе этого процесса является алюминий.

Дайки гранит-аплитов, прорывающие серпентиниты в зоне их лиственитизации, подвергаются интенсивным метасоматическим изменениям, которые по своему характеру близки к березитизации. Конечным продуктом этого процесса являются кварцево-слюдистые породы, импрегнированные пиритом. Наиболее глубокому

Таблица 6

Химический состав эпидиовенитов

Окислы	Вес. %						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51,78	40,45	32,90	39,06	43,00	33,98	43,48
TiO ₂	0,42	0,62	0,54	0,80	0,66	0,91	0,94
Al ₂ O ₃	14,14	15,69	11,19	15,16	12,98	14,18	12,92
Fe ₂ O ₃	3,11	1,99	4,97	3,10	3,78	2,96	3,37
Cr ₂ O ₃	-	0,02	0,08	0,12	0,26	0,10	0,20
FeO	11,29	7,94	8,08	10,42	8,62	12,21	8,44
NiO	-	Сл.	0,03	Сл.	0,14	Сл.	0,01
MnO	0,05	0,13	0,34	0,25	0,19	0,32	0,32
MgO	2,27	5,23	7,42	9,60	11,04	6,44	6,55
CaO	9,94	5,69	9,04	7,22	10,45	10,79	7,01
Na ₂ O	3,55	2,89	0,65	1,06	1,18	0,78	1,27
K ₂ O	0,60	3,00	3,47	1,36	1,62	2,83	3,47
H ₂ O	2,07	2,10	1,91	2,40	1,80	1,44	2,28
CO ₂	0,14	13,22	16,57	9,64	5,20	10,90	9,78
P ₂ O ₅	0,66	0,02	0,09	0,05	0,09	0,14	0,06
		0,64	2,37	0,03	0,04	1,13	0,14
Сумма	99,49	99,64	100,13	101,33	101,05	99,11	100,24

1 - амфиболовый сланец; 2 - кварц-слюдисто-альбит-карбонатная порода; 3 - кварц-альбит-слюдисто-карбонатная порода; 4 - альбит-слюдисто-актинолит-карбонатная порода; 5 - карбонат-альбит-актинолитовая порода; 6 - хлорит-карбонат-альбит-слюдистая порода; 7 - биотит-альбит-кварц-карбонатная порода.

структурному преобразованию гранитоиды подвергаются в зонах дробления, где сначала развивается интенсивный бластез породообразующих компонентов, а затем - их грануляция. В ходе последующего изменения происходит разложение полевых шпатов и образование серицита.

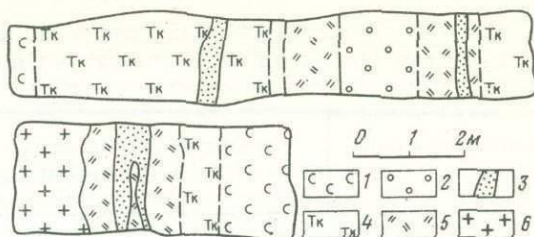
Под микроскопом на фоне кварц-серицитовой основной массы, имеющей микрогранолепидобластовую структуру, устанавливаются уцелевшие реликты альбита размером до 0,3 мм. Порода пронизана тонкими кварц-карбонатными и кварцевыми жилками мощностью до 3-5 мм.

По комплексу развитых минералов метасоматически измененные гранитоиды приближаются к березитам и образуются под влиянием тех же растворов, которые вызывают лиственизацию.

Семеновский район. Гипербазиты Семеновского района образуют в пределах Таланово-Кундустуюльской внутренней подвижной зоны цепочку сближенных массивов, вытянутых в меридиональном направлении и локализованных на контакте зеленых сланцев с карбонатными отложениями нижнего кембрия.

Фиг. 6. Характер метасоматической зональности, возникающей при лиственитизации гипербазитов Семеновского района

1 - серпентиниты; 2 - тальк-карбонатные породы; 4 - кварц-карбонатные породы; 5 - жилы доломита; 6 - альбититы



Листвениты среди гипербазитов залегают в виде жилообразных тел, приуроченных к тектонически ослабленным зонам. Наиболее крупное тело лиственитов имеет ширину около 100 м и ориентировано вдоль длинной оси вмещающей его линзы серпентинитов.

В процессе лиственитизации, связанной с воздействием на гипербазиты более поздних интрузий диоритов и сиенитов, возникает колонка метасоматической зональности пород (от периферии к центру): карбонатизированные серпентиниты - тальк-карбонатные породы - тальк-кварц-карбонатные породы - кварц-карбонатные породы. Характер метасоматической зональности иллюстрируется фрагментами детально изученных геологических разрезов (фиг. 6).

В составе лиственитов, кроме главных породообразующих минералов - карбонатов, кварца и талька, присутствуют серпентин, хлорит, пирит, галенит, магнетит, хромшпинелиды. Из карбонатов наиболее распространенными являются магнезиально-железистые разновидности, с которыми встречается доломит. Иногда доломит играет существенную роль в составе основной массы лиственитов, а также образует среди них мономинеральные прожилки. Состав железисто-магнезиальных карбонатов изменяется от магнезит-мезитита до пистомезита.

Анализом характера зональности в строении лиственитовых тел Семеновского района устанавливается увеличение железистости карбонатов от внешних к центральному зонам метасоматической колонки (табл. 7).

Представление о химизме лиственитов дают результаты анализов (табл. 8).

Бархатный массив. Листвениты установлены в эндоконтактных зонах северной части Бархатного гипербазитового массива, где они образуют две вытянутые в меридиональном направлении полосы - восточную и западную. Восточная полоса лиственитов прослеживается по простиранию на расстояние 2,3 км при ширине до 320 м, а западная - имеет длину около 2,5 км с видимой мощностью 120 м.

По петрографическому составу среди апогипербазитовых метасоматитов выделяются следующие типы пород: кварц-брейнеритовые, тальк-брейнеритовые, кварц-тальк-брейнеритовые, кварц-доломитовые, кварц-доломит-тальковые, тальковые (талькиты). Наиболее распространены кварц-брейнеритовые листвениты, играющие ведущую роль среди метасоматитов западной полосы, и тальк-брейнеритовые породы, входящие в состав восточной зоны лиственитизации. В ассоциации с тальк-брейнеритовыми породами отмечаются обособления талькитов. Листвениты с доломитом пользуются подчиненным распространением и приурочены, как правило, к зонам интенсивного дробления, где они развиваются за счет возникших ранее кварц-брейнеритовых и тальк-брейнеритовых пород.

По вопросу о происхождении лиственитов и связанных с ними березитов в настоящее время существуют различные мнения. Густав Розе (1842), как известно, считал эти породы образовавшимися из тальковых сланцев. Точка зрения Г. Розе разделяется многими исследователями и в настоящее время считающими, что серпентиниты первоначально превращаются в тальк-карбонатные породы, на которые впоследствии накладываются процессы лиственитизации.

В.Н. Лодочников (1936) считал листвениты продуктами преобразования известняков на контакте с гипербазитами путем привноса магнезия, кремнезема и железа. Другие исследователи рассматривают серпентинизацию, карбонатизацию и лиственитизацию как закономерно сменяющие друг друга стадии единого необратимого процесса аутометаморфического изменения ультраосновных пород.

Таблица 7

Результаты рентгено-структурного анализа и оптические свойства карбонатов из лиственитов Семеновского района

Магнезит-брейнерит		Брейнерит		Мезитит-пистомезит		Пистомезит		Доломит	
I	d_{α}/n	I	d_{α}/n	I	d_{α}/n	I	d_{α}/n	I	d_{α}/n
10	2,7447	10	2,7540	10	1,7622	10	2,7705	10	2,8954
9	2,1038	9	2,1066	7	1,1169	9	2,1252	8	2,4123
10	1,6996	10	1,7024	10	1,7123	10	1,7119	9	2,1959
8	1,3540	8	1,3556	8	1,3624	8	1,3794	8	2,0219
7	1,3371	8	1,3380	9	1,3445	8	1,3609	9	1,7993
7	1,2515	8	1,2620			9	1,2579	6	1,3869
8	1,0680	10	1,0681	10	1,0696	9	1,08998	9	1,1101
No = 1,713		No = 1,720		No = 1,724		No = 1,728		No = 1,680	

Номера анализов соответствуют номерам в примечании к фиг. 7.

Таблица 8

Химический состав ортолиственитов Семеновского района

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	26,35	22,31	28,31	28,69	42,96	10,03	8,12	25,40
TiO ₂	0,09	0,10	0,06	0,09	0,09	0,15	0,09	0,09
Al ₂ O ₃	1,26	1,08	0,98	1,26	0,90	0,90	0,71	0,90
Fe ₂ O ₃	0,96	1,48	0,44	1,44	0,35	0,57	2,62	0,23
Cr ₂ O ₃	0,50	0,50	0,43	0,28	0,40	0,80	0,11	0,01
FeO	4,32	2,99	4,32	3,17	3,86	5,97	4,11	3,68
NiO	0,04	0,04	0,04	0,13	0,10	0,12	0,13	0,13
MnO	0,08	0,06	0,08	0,08	0,06	0,11	0,11	0,06
MgO	33,82	33,22	31,41	29,80	23,88	36,63	39,14	25,89
CaO	0,28	0,14	0,14	0,14	0,28	0,14	0,28	6,98
Na ₂ O	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,12	0,08	0,09
K ₂ O	0,04	0,04	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
П.п.п.	31,59	38,44	33,77	34,72	26,78	41,80	43,79	35,80
Сумма	99,38	100,46	100,07	99,91	99,78	99,40	99,65	99,40

1-7 - кварц-магнезит-брейнеритовые листвениты; 8 - кварц-брейнерит-доломитовый лиственит.

Наиболее распространенным является взгляд о происхождении лиственитов в результате замещения пород различного состава — от ультраосновных до средних, а также осадочных и метаморфических пород под воздействием гидротерм кислых интрузий. Некоторые исследователи (Бородаевский, 1963) рассматривают лиственитизацию как самостоятельный генетический комплекс гидротермальных изменений.

М.А. Кашкай (1947) и И.И. Бок (1956) считают листвениты гетерогенными образованиями, возникшими на различных стадиях метаморфизма — от аутометасоматизма до гидротермального метасоматоза, связанного с более поздними кислыми интрузиями. Подожение о гетерогенности лиственитов нашло дальнейшее развитие в недавно вышедшей монографической сводке (Кашкай, 1965).

Что касается генезиса лиственитов северной части Кузнецкого Алатау, то, как показывают изложенные выше фактические данные, они образовались в результате изменения ультраосновных и вмещающих их пород. Лиственитизация проявилась в тектонически ослабленных зонах в условиях свободной циркуляции гидротермальных растворов, связанных с интрузиями гранитов (массив гор Северной-Зеленой), диоритов и сиенитов (Семеновский район). Источником лиственитизированных растворов в гипербазитах Бархатного массива, по-видимому, являются интрузии габброидов, прорывающие ультраосновные породы.

Многостадийность процесса лиственитизации, устанавливаемая в гипербазитах массива гор Северной-Зеленой, является отражением закономерного изменения физико-химических условий. В связи с растворами ранних стадий на фоне кислотного выщелачивания развивается интенсивный калиевый метасоматоз. В результате нейтрализации кислых калийсодержащих растворов, взаимодействующих с ультраосновными и вмещающими породами, происходит отложение золото-сульфидных руд, которое совмещается с более поздними стадиями лиственитизации.

Расчет баланса вещества показывает, что общая направленность процесса лиственитизации характеризуется выносом из исходных пород значительного количества кремнезема и привносом в них калия водными углекислыми растворами, что приводит к образованию, с одной стороны, кварцевых и кварц-сульфидных жил, с другой — мономинеральных флогопитовых пород. Процесс лиственитизации сопровождается выносом из гипербазитового субстрата магния и частично железа, которыми обогащались вмещающие амфиболовые сланцы. Из последних в гипербазиты поступали кальций, натрий и алюминий.

Анализ характера метасоматической зональности в связи с каждой из выделяемых стадий лиственитизации позволяет установить закономерное увеличение железистости карбонатов по направлению от внешних к центральным зонам метасоматической колонки, что обусловлено изменением давления CO_2 , окислительно-восстановительного режима и кислотности растворов. Восстановительные условия и высокое давление углекислоты способствуют переходу окисного железа в закисную форму с образованием железистых карбонатов. Высказанное положение подтверждается характером изменения коэффициента окисления породы $f = \frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}}$, который применяется некоторыми исследователями для оценки

изменения степени железистости карбонатов в лиственитах. Величина этого коэффициента в породах метасоматической колонки первой стадии изменяется по направлению от внешней зоны к центру следующим образом: 0,499 → 0,350 → 0,293. Еще более резко выражена тенденция к уменьшению величины этого коэффициента в процессе преобразования тальк-карбонатных пород в кварцево-карбонатные листвениты: 0,499 → 0,196 → 0,02. Таким образом, железистые карбонаты образовались в наиболее проработанных углекислыми растворами зонах лиственитизации в условиях высокого потенциала углекислоты.

В соответствии с расчетами С.А. Коренбаума (1966) давление CO_2 в процессе лиственитизации, рассчитанное при температуре 250° на основании разложения талька на кварц и магнезит с учетом изменяющейся от 0-3 до 15-17% железистости карбонатов, колеблется от 150-200 до 500-800 атм. Близкими к расчетным были, по-видимому, и условия формирования изученных нами лиственитов, о чем свидетельствует устанавливаемое в них сходство характера изменения

железистости карбонатов с принятым при расчете С.А. Коренбаумом, а также определенный им оптимальный температурный режим процесса лиственитизации, который, согласно экспериментальным данным и термодинамическим расчетам (Щербань, 1967), укладывается в интервале температур 200–300°.

Согласно данным А.М. Кассир и А.В. Половниковой (1967), из кварц-брейнеритовых ортолиственитов Бархатного массива получен магнетитовый концентрат с содержанием MgO —40,70%, CaO — 0,56%, SiO_2 — 2,6%, Fe_2O_3 — 3,18% при

извлечении MgO — 25,9%. Выход концентрата составил 18,8%. Технологические испытания этих пород проводились по схеме обратной флотации катионным собирателем АНП-14.

Технологические испытания тальк-брейнеритовых пород показали, что из них могут быть получены два концентрата — брейнеритовый (MgO 41,9%, SiO_2 2,0%, Fe_2O_3 0,7–7,2%, CaO 1,5% при извлечении MgO от 29,3 до 33,5%) и тальковый (MgO 27,7–31,2%, SiO_2 52,4–55,0%, Fe_2O_3 2,9–3,4%, CaO 1,10% при извлечении MgO от 33,5 до 36,8%).

Полученные материалы свидетельствуют о возможности использования кварц-брейнеритовых и тальк-брейнеритовых лиственитов для производства форстеритовых и периклаз-форстеритовых огнеупоров.

В наиболее благоприятных геолого-экономических условиях находится месторождение лиственитов в гипербазитах Бархатного массива, которое может быть рекомендовано для промышленного освоения.

В заключение необходимо подчеркнуть, что листвениты, пригодные как сырье для производства огнеупоров, в определенной геологической обстановке могут представлять практический интерес на золото, что свидетельствует о возможности их комплексного использования.

Литература

- Бок И.И. Листвениты и их особенности, разновидности и условия образования. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1956, вып. 22.
- Бородаевская М.Б. О происхождении березитов и некоторых других метасоматических пород Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале. — Записки Всес. мин. об-ва, 1944, вып. 2–3.
- Бородаевский Н.И., Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле. Металлургиздат, 1947.
- Бородаевский Н.И., Панова Н.И. Золотоносные листвениты Маралихинского месторождения на Южном Урале. — Труды ЦНИГРИ, 1958, вып. 25.
- Бородаевский Н.И. Измененные жильные породы Кочкарского рудного поля ("табашки"). Труды 1-го уральск. петрогр. сов., т. III, Свердловск, 1963.
- Вертушков Г.И., Авдонин В.Н. Метасоматическое изменение серпентинитов в "спюдиты" около кварцевой жилы горы Хрустальной на Урале. — Записки Всес. мин. об-ва, 2-я серия, 1957, ч. 86, вып. 1.
- Гончаренко А.И. Гипербазиты и листвениты северной части Кузнецкого Алатау и их металлогенические особенности. — В сб. "Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области". Новосибирск, 1968.
- Гончаренко А.И. Золотоносные листвениты — новый тип оруденения на севере Кузнецкого Алатау. — В сб. "Вопросы геологии месторождений золота". Томск, 1970.
- Гончаренко А.И., Лихачев В.П. Листвениты в гипербазитах Бархатного массива (Кузнецкий Алатау) и возможности их использования. — В сб. "Вопросы геологии Сибири". Томск, 1971.
- Кашкай М.А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд-во АН АзССР, 1947.
- Кашкай М.А., Аллахвердиев Ш.И. Листвениты, их генезис и классификация. Баку, 1965.
- Коренбаум С.А. Минеральные парагенезисы апагипербазитовых лиственитов и их генетические особенности. — Материалы ко II конф. по околорудному метасоматизму. Л., 1966.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. — В кн. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". Изд-во АН СССР, 1955.

- Лодочников В.Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие. - Труды ЦНИГРИ, 1936, вып. 36.
- Михайлов Н.П., Москалева В.И. О процессах лиственитизации серпентинитов Казахстана. - Труды ВСЕГЕИ, 1956, вып. 19.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд-во АН СССР, 1958.
- Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. Изд-во "Наука", 1966.
- Плошко В.В. Лиственитизация и карбонатизация в заключительные этапы формирования Уруштенского магматического комплекса Северного Кавказа. - Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 5.
- Ракчеев А.Д. Листвениты из района Карабашских и Кузнецких месторождений. - Сов. геология, 1958, № 3.
- Рудник В.А. Определение количественного изменения вещества при метасоматических процессах. - Записки Всес. мин. об-ва, 1962, ч. 91, вып. 6.
- Соболев Н.Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолтехиздат, 1952.
- Соловьев Ю.С. О лиственитах Пымшинско-Ключевского месторождения. - Записки Всес. мин. об-ва, 1947, ч. 76, вып. 3.
- Тюлюпо Б.М. Листвениты района р. Б.Тихой и их происхождение. - В сб. "Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края", вып. 2. Томск, 1964.
- Шерстюк А.И. О грейзенизации основных и ультраосновных пород. - Труды 1-го уральск. петрогр. сов., т. III. Свердловск, 1963.
- Шербань И.П. К вопросу о генезисе лиственитов. - Докл. АН СССР, 1967, 172, № 2.
- Юдин М.И. Листвениты в связи с гипербазитами хребта Борус. - В сб. "Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края", вып. 2. Томск, 1964.

ОЦЕНКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СЛЮД
КАК СЫРЬЯ ДЛЯ НОВЫХ ВИДОВ СЛЮДЯНОЙ ИЗОЛЯЦИИ

В новых условиях работы слюдяной промышленности, когда меняются структура потребления слюды, технология ее обработки и требования к качеству слюдяного сырья, особое значение приобретают ресурсы железомagneзиальных слюдофлогопита и вермикулита. Ведущие тенденции в развитии слюдяной промышленности выражены в том, что клееные миканитовые изделия, составляющие до сих пор главную массу слюдяной продукции, заменяются, во все возрастающих размерах, новыми и более дешевыми видами слюдяной изоляции — слюдинитом и слюдопластом. Это приводит к неуклонному снижению потребностей слюдяных фабрик в крупнопластинчатом мусковите и флогопите — исходном материале для миканитов, и повышению спроса на дешевую, хотя бы и деформированную или мелко-размерную слюду, превращаемую при производстве слюдинита и слюдопласта в чешуйку.

По перспективному плану развития отечественной энергетики 1970—1980 гг. производство слюдинита и слюдопласта возрастает более чем в два раза. Но на столько же снижается выпуск шипаной слюды. Такие же изменения в спросе и структуре потребления слюды отмечаются и в зарубежной практике, где резко возросла потребность в мелкоразмерной слюде, скрапе и слюдяном порошке. Главными добывающими слюду странами по-прежнему остаются Индия, Бразилия, США, Канада, Мальгашская и Южно-Африканская республики, Танзания и Австралия. За пять лет — с 1961 по 1965 г. в капиталистических и развивающихся странах добыто около 90 тыс. т листовой слюды, т.е. в среднем около 18 тыс. т в год. Последующие годы (1965—1970) характеризуются резким снижением добычи листовой слюды (по данным ВГФ, Годовой обзор, 1970, в 1968 г. — 10 113 т) и только в США и Мальгашской республике выпуск ее сохранился на уровне прежних лет. В то же время сильно возросли добыча и производство мелкоразмерной слюды и скрапа: в 1968 г. в капиталистических странах получено 138 тыс. т слюдяной мелочи (чешуйки, скрапа, молотой слюды), что превысило уровень 1967 г. на 6,5% (ВГФ, Годовой обзор, 1970). Более 100 тыс. т слюдяного скрапа добывается ежегодно только в США, более 25 тыс. т в Индии, свыше 2 тыс. т в Южно-Африканской республике (Сучков, Бушев, 1970).

Такие радикальные изменения в спросе и структуре потребления, технологии обработки слюды и требованиях к ее качеству вызывают необходимость пересмотра направлений геологоразведочных и эксплуатационных работ на слюдяных месторождениях, и более высокой дифференциации в оценке слюдяного сырья и его запасов в недрах.

Потребляемое сейчас слюдяное сырье разнообразно по своим свойствам, условиям концентрации и распространению в природе, масштабам проявления и запасам, требованиям, предъявляемым промышленностью и стоимости. Так, цена шипаной слюды, полученной из мусковита и флогопита, колеблется от 4 до 100 руб., а мелкоразмерная слюда для слюдинита и слюдопласта стоит всего 50 коп. и того меньше за один килограмм. Цены на мелкоразмерную слюду на мировом капиталистическом рынке хотя и возросли в последние годы, в связи с возросшей потребностью в ней, однако и сейчас не превышают одного доллара за килограмм.

Если одним из главных факторов в оценке мусковита и флогопита, используемых для выпуска шипаной слюды, служит размер кристаллов, то для новых видов слюдяных изделий — слюдинита и слюдопласта — этот критерий не только не является обязательным, но имеет обратное значение: чем меньше размеры кристаллов слюды, тем меньше затрат на превращение ее в чешуйку — исходный материал для производства слюдинита и слюдопласта. В этих новых условиях наибольшую ценность приобретают месторождения с высоким содержанием забойного сырья, независимо от выхода промышленного сырья по его группам, и наибольшей концентрацией запасов. Таким новым требованиям месторождения флогопита удовлетворяют лучше, чем месторождения мусковита.

Ценность месторождений флогопита еще более возрастет, если при обработке руды будет извлекаться вся мелкозернистая слюда, идущая теперь в дело. Возможность такого извлечения экспериментально установлена Г.М. Жибицким и подтверждена практикой. Обогащение слюдоносной породы с механическим выделением из нее слюды мелких размеров, по схеме Г.М. Жибицкого, осуществляется на ленточном сепараторе в комплексе с вибросепаратором. Извлечение слюды из жильной массы в концентрат достигается при этом до 85% и содержание ее в концентрате до 99%. Такое высокое содержание в концентрате удовлетворяет требованиям к сырью для производства слюдинита и слюдопласта, слюдинитовой бумаги и молотой слюды. Экономический эффект от применения новой схемы обогащения только по эксплуатирующимся сейчас слюдяным месторождениям, по расчетам Г.М. Жибицкого, составляет около двух миллионов рублей в год.

Радикальное решение проблемы обеспечения сырьем производства новых видов слюдяной изоляции — слюдинита и слюдопласта надо начинать с инвентаризации известных слюдяных ресурсов. В современном балансе слюдяных запасов мелкозернистая слюда (для флогопита — меньше 4 см^2) не учтена. Это безусловно отражается на оценке многих известных месторождений флогопита, имеющих высокое содержание слюды при относительно низком выходе крупных кристаллов площадью от 4 см^2 и более. Теперь такие скопления флогопита могут оказаться очень ценными (например, "слюдиты").

Какие же месторождения магниезиальных слюд будут рентабельными для эксплуатации в новых условиях спроса и технологии обработки слюды?

Прежде всего это вермикулито-флогопитовые месторождения в комплексах ультраосновных-щелочных пород. Они характеризуются исключительной концентрацией запасов, часто необыкновенно высоким содержанием слюды, пригодной для производства как миканитовых изделий, так и слюдопласта. Отдельные месторождения этого генетического типа хорошо изучены и широко освещены в литературе, что избавляет нас от детального геологического их описания (Терновой, 1970; Корчагин, 1966; Эпштейн, 1962; и др.). Эксплуатируется только одно из них — Ковдорское на Кольском полуострове; разработка здесь ведется комплексно: верхние горизонты — карьерами — на вермикулит, нижние, с глубины от 80 до 120 м. — подземными выработками — на флогопит.

Рентабельность эксплуатации Ковдорского месторождения несомненно возрастет при увеличении объемов добычи и повышении выхода деловой слюды за счет мелкозернистого, или крупного (более 4 см^2), но деформированного и не пригодного для щипки флогопита. Запасы этого месторождения и необыкновенно высокая их концентрация на небольшой площади, с содержанием слюды в руде, достигающем 1000 кг/м^3 и более (в среднем около 300 кг/м^3), позволяют рассматривать это месторождение как долговременный, надежный источник сырья для многих видов слюдяной продукции: миканитов и слюдопласта, слюдяного порошка и чешушки.

Кроме Ковдорского, на территории СССР известны месторождения подобного генетического типа на том же Кольском полуострове (Вуори-ярви, Себль-ярви, Турий мыс и другие), в Сибири — группа месторождений Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных-щелочных пород, и в пределах Алданского кристаллического щита (Инаглинское и другие месторождения). Их оценка должна быть пересмотрена в свете новых требований к сырью и новой технологии его обработки.

Месторождения флогопита, образующиеся в зонах контактов алмосиликатных и магниезиальных пород, хотя и уступают по концентрации запасов месторождениям в ультраосновных-щелочных породах, но по качеству слюды для производства отдельных разновидностей слюдопласта они дают даже более ценное сырье. Поэтому Министерством промышленности строительных материалов СССР, в ведении которого находится слюдяная промышленность, продолжает эксплуатацию алданских флогопитовых месторождений, несмотря на резкое падение спроса на щипаную слюду.

В Центральном-Алданском районе известно 20 флогопитоносных полей, из которых наиболее интересны в практическом отношении Тимптонское, Каталахское, Эльконское, Эмельджакское и Неакуинское. Наиболее крупные месторождения слюды в пределах этих полей: Южно-Эмельджакское и Безымьянное — в южной части

Эльконского поля, Леглиерское и Неакуинское с запасами флогопита свыше 50 тыс. т каждое. В этих месторождениях сосредоточено почти 70% запасов слюды Алданского района и около 80% добычи падает на их долю.

Геологическое строение перечисленных месторождений сходно. Метасоматические слюдоносные зоны прослеживаются здесь до 250–300 м, имеют мощность от 20 до 35 м, протяженность на глубину от 140 до 170 м и по склонению – 400–500 м. Среднее содержание флогопита в рудных телах – около 100 кг/м³ (Ройзенман, 1970). Рентабельность отработки алданских месторождений может быть повышена концентрацией горных работ на наиболее крупных слюдоносных зонах и более полным извлечением из руд слюды, в том числе и мелкоразмерного флогопита.

При новой технологии обработки сырья расширяется круг разновидностей слюды, которые могут быть использованы для слюдяных изделий. Так, экспериментально установлена возможность применения вермикулитов и гидрофлогопитов в производстве слюдопласта. Следует изучить с этой же целью вермикулит–биотитовые и мусковит–биотитовые агрегаты, чешуйку мусковита в гранитах и гнейсах, различные "слодиты" и т.д. Эти разновидности слюд распространены в природе более широко и на территории СССР встречаются более равномерно, чем месторождения крупнопластинчатого флогопита.

Необходимо также привести в соответствие с новыми требованиями баланс запасов слюды, так как он не отвечает ведущим тенденциям развития слюдяной промышленности. Баланс запасов флогопита содержит только слюду для шипки, замена которой слюдопластом, если не полностью, то в значительной мере – дело ближайших лет. Запасы же сырья, пригодного для других видов слюдяной изоляции и, в первую очередь, слюдопласта, в современном балансе не учтены.

Проблема рационального извлечения из недр и более полного использования слюдяного сырья трудно решается потому, что применяемые на слюдяных рудниках крайне трудоемкие ручные способы обработки руды не соответствуют непомерно большому объему горных работ. На эксплуатирующихся сейчас месторождениях флогопита и мусковита извлекается свыше шести миллионов тонн горных пород. Только при подземном способе отработки "отбивается" свыше 2,5 млн. т горной массы, из них в очистных выработках – почти два миллиона тонн. Общее количество добытого забойного сырья достигает 40 тыс. т. Естественно, что при таких объемах работы ручная переборка слюдоносной породы, расplitовка глыб руды и выборка кристаллов слюды вручную мало эффективны. Механическое обогащение руды внедряется еще очень робко.

В слюдяной промышленности до сих пор применяется система разработки горизонтальными слоями с закладкой выработанного пространства пустой породой. Эта система горных работ порочна большими потерями сырья. При коэффициенте разрыхления около 30–40% только одна третья часть добытой горной массы выдается на поверхность, а две трети используются для забутовки очистных выработок. Переборка породы и выборка слюды производятся у забоя и только частично на поверхности. Плановые потери слюды определены при этой системе в 1–1,5 кг/м³, фактически же они значительно больше, так как этой нормой не предусмотрена мелкоразмерная слюда. Более прогрессивными считаются системы с магазинированием, поэтажными штреками или с массовыми обрушениями руды. Внедрение этих систем будет способствовать и более широкому применению механического обогащения руд. Устойчивые боковые породы, крупные размеры и обычно простая форма рудных тел и их крутое падение создают благоприятные условия для отбойки слюдоносной породы с магазинированием ее в очистной выработке. При этой системе вся добытая жидкая масса извлекается на поверхность, чем достигается лучшая выборка слюды. Переход к этим новым системам Главное управление неметаллорудной промышленности Министерства промышленности строительных материалов СССР считает "важнейшим элементом технического прогресса" (письмо начальника главка С.Ф. Военушкина автору доклада 20/XI 1967 г.). Эти системы обеспечивают более высокую производительность горных работ и для месторождений мусковита и флогопита, пригодных для выпуска шипаной слюды и новых изделий – слюдинита и слюдопласта, их внедрение вполне целесообразно.

Первоочередные задачи поисковых и разведочных работ, определяемые новыми требованиями промышленности к сырьевой базе, сводятся к следующему.

1. Важнейшей задачей в развитии сырьевой базы слюдяной промышленности является создание крупных источников сырья для производства новых видов слюдяной продукции — слюдинита и слюдопласта, которым предстоит в ближайшие годы сначала сильно потеснить, а затем почти полностью заменить mica и другие клееные изделия из шипаной слюды. Источником такого сырья могут служить:

А. Все эксплуатирующиеся месторождения крупнокристаллического мусковита и флогопита, в которых, кроме крупной, всегда есть слюда мелких размеров. Сейчас пластинки размером менее 3 см^2 (мусковит) и 4 см^2 (флогопит) не извлекаются из жильной массы и вместе с пустой породой сбрасываются в отвал. На рудниках Енского и Чупинского рудоуправлений разработка месторождений ведется при содержании крупнокристаллического мусковита (более 3 см^2) всего 1–2%, редко более. Содержание же мелкозернистой слюды в тех же рудных телах достигает обычно 4–5%, в отдельных случаях и до 10%. В новых условиях спроса на слюдяное сырье особое значение приобретают крупные месторождения с высоким содержанием слюды в руде. Комплексная эксплуатация таких залежей для получения шипаной слюды, сырья для слюдинита или слюдопласта, скрапа, чешушки и молотой слюды может быть весьма рентабельной (Ковдорское месторождение флогопита, Слюдяная гора на Урале и др.). Рентабельной же может оказаться разборка некоторых старых отвалов горных выработок, куда многие годы сбрасывалась не только мелкозернистая слюда, но и крупные, деформированные кристаллы (Урал, Украина, Слюдянка на Байкале, старые рудники в Мамско-Чуйском, Карело-Мурманском, Алданском и других слюдоносных районах).

Б. Месторождения мусковита и флогопита с высоким содержанием их в породе, но мелкими размерами кристаллов или деформированными. К таким скоплениям надо отнести и "слюдиты" — породы, состоящие почти целиком из слюдяной чешушки.

В. Гнейсы мусковитовые и слюдяные сланцы с высоким содержанием в них чешушки мусковита, иногда до 25–30% и более.

Г. Продукты выветривания слюдоносных пород, особенно железо-магнетитового состава, дающих при дезинтеграции скопления гидрофлогопита и вермикулита.

Многие месторождения мелкозернистой слюды являются комплексными (слюда и керамическое сырье), что повышает рентабельность их разработки.

Месторождения мелкозернистой слюды широко развиты в природе, многие из них известны и пока нет необходимости в поисках новых. Однако, несмотря на то, что почти все известные месторождения изучались с различной степенью детальности, они не имеют промышленной оценки и пока не составляют еще сырьевой базы для новых видов слюдяной продукции. Нужен детальный геолого-экономический анализ известных месторождений, чтобы установить, какие из них могут служить объектами рентабельного освоения. Запасы мелкозернистой слюды в них должны быть подсчитаны и взяты на отдельный для этих слюд баланс, а кондиции для этого вида сырья разработаны заново. Для этого требуется проведение специальных геологоразведочных работ.

Такому же геолого-экономическому анализу надо подвергнуть месторождения крупнокристаллической слюды — мусковита и флогопита, как эксплуатирующиеся, так и подготовленные к разработке, так как ни в тех ни в других не известны запасы мелкозернистой слюды, пригодной для новых видов слюдяной продукции.

2. В самое ближайшее время необходимо внедрить в практику новую схему обогащения слюдоносной породы с механическим выделением из нее слюды мелких размеров.

3. Поиски и разведка месторождений мусковита и флогопита, слюда в которых пригодна только для шипки и новых видов слюдяной продукции, сейчас не являются актуальной задачей. Ввиду этого многие известные районы, перспективы слюдоносности которых ограничены только такими возможностями, должны быть исключены из плана поисковых работ, если они по своим геологическим и тех-

нико-экономическим данным не рассматриваются как возможный рентабельный источник мелкоразмерной слюды.

4. Для обеспечения дифференцированной оценки слюдоносных районов и месторождений в свете новых требований промышленности необходимо продолжить научные исследования по выяснению условий формирования месторождения со слюдой разного назначения с целью раздельной их оценки. При этом во ВСЕГЕИ должно быть усилено направление формационного анализа слюдоносных провинций, изучение структурно-формационных зон и геологической основы для региональных прогнозов и оценки перспектив слюдоносности территории СССР. В ВИМСе и ВИЭМСе главное внимание следует уделять разработке методики поисков и разведки раздельно для месторождений слюд разного назначения, новых кондиций на слюду (в том числе и мелкоразмерную) и других геолого-экономических параметров промышленной оценки месторождений.

5. Для широкого обсуждения результатов научных исследований и наилучшей практической их направленности следует созвать Всесоюзную научную конференцию по проблеме изучения и освоения слюдяных месторождений. В работе конференции должны принять участие геологи, технологи, горняки и экономисты. Организацию такой конференции наиболее целесообразно осуществить АН СССР совместно с Министерством строительных материалов СССР.

6. Изменившиеся условия для развития сырьевой базы слюдяной промышленности вызывают необходимость созыва Экспертной Комиссии секции неметаллических полезных ископаемых Научно-Технического Совета Министерства геологии СССР или РСФСР в текущем или начале следующего года. Эта Комиссия должна разработать наиболее эффективные направления поисковых и разведочных работ в слюдоносных районах страны.

Литература

- Корчагин А.М. Вермикулит-флогопитовое месторождение Инагли. - Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 8.
- Сучков П.Н., Бушев А.Г. Месторождения мусковита зарубежных стран. - Обзор Мин-ва геологии СССР, ОНТИ, ВИЭМС, 1970, № 5.
- Терновой В.И., Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И. Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Л., Изд-во "Недра", 1969.
- Эпштейн Е.М. Автореакционные скарны ультраосновных-щелочных комплексов - новая формация флогопитовых месторождений. - В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VI. Изд-во "Наука", 1962.

О СОСТАВЕ И СВОЙСТВАХ ПРОМЫШЛЕННЫХ ФЛОГОПИТОВ СССР
ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНОГО ТИПА

Известные в СССР промышленные месторождения флогопита отчетливо подразделяются по характеру геологических особенностей, условиям образования и закономерностям размещения на два самостоятельных типа. Первый — объединяет месторождения, связанные с докембрийскими гранито-гнейсовыми комплексами, содержащими горизонты магнезиально-карбонатных пород (алданские месторождения в Южной Якутии, слюдянские — в Южном Прибайкалье и памирские — на Юго-Западном Памире). Ко второму типу относятся месторождения, приуроченные к последокембрийским ультраосновным — щелочным комплексам пород (Ковдорское месторождение на Кольском полуострове, Гулинское — в Красноярском крае).

Основные вопросы геологии и генезиса флогопитовых месторождений, связанных с докембрийскими гранито-гнейсовыми комплексами, достаточно полно освещены в работах ряда исследователей (Коржинский, 1933, 1936^{1,2}, 1947, 1955; Фролова и Клековкин, 1945; Калинин, 1939^{1,2}; Калинин и Роненсон, 1957; Калинин, Галюк, Лазденек и др., 1958; Клушников и Попов, 1936; Маслеников, 1955; Лицарев, 1961, 1962; Швецов, Механошин, 1962; Давыдченко, 1964; Шафеев, 1969; Васильев, Вишняков, Резницкий, 1969; Энтин, 1966, и др.). Архейские толщи пород, вмещающие алданские, слюдянские и памирские месторождения, метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. По характеру минеральных ассоциаций эти метаморфические толщи и промышленные месторождения флогопита в них формировались в ультраабиссальных условиях, отвечающих в основном безволластонитовой фации глубинности (Коржинский, 1940). Месторождения приурочены к так называемым продуктивным горизонтам, сложенным доломитовыми мраморами, кальцифирами, метасоматическими породами (диопсидовые, форстеритовые, скаполит-диопсидовые, шпинель-диопсидовые и шпинель-форстеритовые), а также прилегающими к ним различными по составу гнейсами и кристаллическими сланцами, интенсивно мигматизированными и пронизанными гранитами, аплитами, гранит-пегматитами. Скопления промышленного флогопита образуют гнезда, жилы или штокверкообразные тела и локализуются в диопсидовых, форстеритовых, шпинель-диопсидовых, шпинель-форстеритовых и скаполит-диопсидовых породах; крупные жилы флогопита нередко залегают в гнейсах и кристаллических сланцах вблизи доломитовых мраморов.

Месторождения флогопита второго типа, приуроченные к многофазным ультраосновным — щелочным интрузиям центрального типа, открыты сравнительно недавно и изучены пока недостаточно. Вместе с тем по масштабам запасов флогопита, их концентрации и перспективам расширения эти месторождения имеют важное промышленное значение и являются главной сырьевой базой флогопитодобывающей промышленности СССР. Помимо разрабатываемого Ковдорского месторождения и разведанного — Гулинского, известен ряд флогопитопроявлений подобного типа: Инаглинское и Арбарастахское в Южной Якутии, Одихинское, Бор-Уряхское и другие на севере Якутии и Красноярского края, Африкандское, Вуориярвинское и другие на Кольском полуострове (Гольдбурт, 1959; Егоров, Аникеева, 1957; Егоров, Гольдбурт, Шихорина, 1961; Мотычко, 1958; Эпштейн, Аникеева, Михайлова, 1961; Эпштейн, 1962; Токмаков, 1962; Зискинд, Терновой, 1962; Терновой, Афанасьев, Сулимов, 1969; Корчагин, 1966; Кухаренко, Орлова, Булах и др., 1965, и др.). В отличие от месторождений первого типа, рассматриваемые месторождения и вмещающие их породы ультраосновного-щелочного комплекса формировались в условиях малых глубин, отвечающих геленит-монтичеллитовой фации. Гипабиссальный характер этих комплексов подчеркивается в работах ряда исследователей (Воробьева, 1960; Вологовская, 1960; Егоров, Гольдбурт, Шихорина, 1961; Шейнманн, Апельцин, Нечаева, 1961, и др.). Возраст ультраосновных-щелочных интрузий и связанных с ними месторождений флогопита — последокембрийский. В частности, наиболее изученные Ковдорский и Гулинский массивы, вмещающие крупнейшие одноименные месторождения флогопита, относят-

ся соответственно к палеозойскому и мезозойскому образованиям. Промышленное ослюдование в месторождениях этого типа носит вкрапленный, жильный и гнездовый характер. Оно приурочено в основном к метасоматически измененным гипербазитам и автореакционным скарнам (кальцит-диопсидовые, диопсидовые, оливиновые, диопсид-оливиновые, меллититовые породы). Большинство исследователей считает промышленные месторождения флогопита обоих типов результатом метасоматического преобразования разнообразных по составу пород (магнезиально-карбонатных, магнезиально-силикатных, алюмосиликатных и др.).

Различие геологического положения и физико-химических условий формирования флогопитовых месторождений рассматриваемых типов обуславливает заметное расхождение химического состава флогопитов этих месторождений.

В опубликованной литературе содержится значительное количество анализов флогопитов, принадлежащих алданским, слюдянским, памирским, Гулинскому и Ковдорскому месторождениям (Калинин, 1939₁; Эпштейн, Аникеева, Михайлова, 1961; Сердюченко, 1954_{1,2}, 1969; Якжин, 1939; Галок, 1957; Токмаков, 1961; Лицарев, 1961; Лицарев, Белянкина, 1971; Римская-Корсакова и Соколова, 1964; Терновой, 1960; Терновой, Афанасьев, Сулимов, 1969; Кухаренко, Орлова, Булах и др., 1965; Лашев, 1948; Кононова, Борисевич, Ломейко, 1968, и др.). Часть анализов имеет существенные недостатки и мало пригодны для целей сопоставления. Например, в некоторых из них общая сумма компонентов значительно отличается от 100%; в других - отсутствуют данные о содержании фтора, бария или воды. Многие анализы выполнялись на материале, измельченном растиранием образцов флогопита в ступке; в них, несомненно, имеется ошибка в определении содержаний FeO и Fe_2O_3 , так как в процессе растирания образцов часть закисного железа переходит в окисную форму (Цветков, Вальяшина, 1956) и т. д.

Обширные литературные данные по химизму флогопита свидетельствуют о сложном составе этого минерала и широких вариациях содержания в нем отдельных компонентов. Для удобства сопоставления состава флогопитов из месторождений различных типов в табл. 1 приведены средние содержания главных компонентов.

Для ковдорского и гулинского флогопитов, по сравнению с алданскими, слюдянскими и памирскими, характерны, как видно из табл. 1, повышенные содержания (в вес.%) железа ($FeO = 4,91-6,68$; $Fe_2O_3 = 2,78-3,92$), титана ($TiO_2 = 1,26-1,51$), марганца ($MnO = 0,07-0,12$), высокотемпературной воды ($H_2O^+ = 3,03-3,67$) и пониженные - магния ($MgO = 20,87-22,95$), калия ($K_2O = 8,87-9,09$), фтора ($F = 0,27-0,39$). Эти флогопиты имеют наиболее высокие коэффициенты общей железистости ($f = 15,2-21,4\%$); обилие минеральных и газовых включений является своеобразной их особенностью.

Слюды алданских, слюдянских и памирских месторождений, наоборот, содержат меньше железа ($FeO = 1,04-2,75$; $Fe_2O_3 = 1,08-2,45$), титана ($TiO_2 = 0,36-0,92$), марганца ($MnO = 0,02-0,06$), высокотемпературной воды ($H_2O^+ = 2,88-2,91$) и больше магния ($MgO = 24,43-25,85$), калия ($K_2O = 9,43-9,72$), фтора ($F = 1,01-2,23$). Они имеют более низкие коэффициенты общей железистости ($f = 4,5-9,0\%$); в них сравнительно мало минеральных и газовых включений.

По содержанию других компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , BaO) сопоставляемые флогопиты различаются незначительно (табл. 1).

Полуколичественным спектральным анализом, выполненным в ИГЕМ АН СССР, изучено 140 образцов флогопита, из которых 86 представляют алданские месторождения, 29 - памирские, 10 - слюдянские, 11 - Ковдорское месторождение и 4 - Гулинское. Из числа определявшихся элементов (около 40) ни в одном из анализируемых образцов не обнаружены мышьяк, теллур, сурьма, тантал, галлий, вольфрам, германий, индий, висмут и кадмий. Содержание в сопоставляемых флогопитах остальных элементов, за исключением выявленных химическими методами, приведено в табл. 2.

Таблица 1

Средние содержания главных компонентов в флогопитах (в вес.%)

Компоненты	Алданские	Слюдянские	Памирские	Ковдорское	Гулинское
SiO ₂	37,96(17)	39,12(17)	39,46(9)	38,28(15)	37,05(17)
TiO ₂	0,36(17)	0,92(17)	0,44(9)	1,26(15)	1,51(17)
Al ₂ O ₃	16,44(17)	16,01(17)	16,36(9)	15,21(15)	16,52(17)
Fe ₂ O ₃	2,45(17)	1,08(17)	1,33(9)	2,78(15)	3,92(17)
FeO	2,16(17)	2,75(17)	1,04(9)	4,91(15)	6,68(17)
MnO	0,04(17)	0,06(17)	0,02(9)	0,07(15)	0,12(17)
MgO	24,43(17)	24,64(17)	25,85(9)	22,95(15)	20,87(17)
CaO	0,16(17)	0,15(17)	0,48(9)	0,43(15)	0,52(17)
K ₂ O	9,44(17)	9,43(17)	9,72(9)	9,09(15)	8,87(17)
Na ₂ O	0,47(17)	0,43(17)	0,62(9)	0,68(15)	0,62(17)
H ₂ O ⁺	2,91(17)	2,88(11)	2,83(9)	3,67(10)	3,03(14)
H ₂ O ⁻	0,47(17)	0,23(17)	0,12(9)	0,07(4)	0,28(10)
F	2,23(17)	1,01(17)	2,00(9)	0,27(11)	0,39(13)
BaO	0,99(17)	0,84(14)	0,41(9)	0,57(6)	0,85(6)

Коэффициент общей железистости f , %

9,0	8,0	4,5	15,2	21,4
-----	-----	-----	------	------

Примечание. Таблица составлена по опубликованным материалам авторов и других исследователей. Коэффициент общей железистости f вычислен по

формуле $f = \frac{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \cdot 100(\%)$. Число в скобках — количество

химических анализов, по которым вычислено среднее содержание компонента.

Результаты спектральных анализов показывают, что ковдорские и гулинские флогопиты несколько обеднены аксессуарными элементами. В частности, в них не установлены свинец, цинк, молибден, литий и серебро, определяемые в слюдах месторождений другого типа. Вместе с тем такой элемент, как скандий, присутствует только в флогопитах Ковдорского и Гулинского месторождений и пока не установлен в слюдах Алдана, Слюдянки и Памира (табл. 2).

Накопленный к настоящему времени фактический материал по геологии и генезису флогопитовых месторождений СССР позволяет считать, что различие химического состава промышленных флогопитов определяется условиями их образования. Метасоматическое образование флогопитовых месторождений предполагает, что минеральный состав возникающих метасоматических пород, так же как и химический состав слагающих эти породы минералов (в том числе флогопита), в значительной мере зависит при прочих равных условиях от состава исходных пород, участвовавших в метасоматическом процессе. Так, при изучении флогопито-

Таблица 2

Содержание аксессуарных элементов в флогопитах различных месторождений по результатам полуколичественных спектральных анализов (%)

Элементы	Алданские	Слюдяные	Памирские	Ковдорские	Гулинское
Pb	$\frac{0,004 - 0,06}{18}$	$\frac{0,004 - 0,02}{3}$	$\frac{0,004 - 0,006}{2}$	Нет	Нет
Sn	$\frac{0,001 - 0,006}{11}$	Нет	$\frac{0,001 - 0,006}{3}$	"	"
Cu	$\frac{0,0001 - 0,009}{84}$	$\frac{0,004 - 0,08}{9}$	$\frac{0,0004 - 0,006}{26}$	$\frac{0,0003 - 0,01}{11}$	$\frac{0,004 - 0,01}{3}$
Zn	$\frac{0,04 - 0,6}{8}$	Нет	$\frac{0,01 - 0,06}{4}$	Нет	Нет
Co	$\frac{0,001 - 0,06}{83}$	$\frac{0,004 - 0,001}{8}$	Нет	$\frac{0,003 - 0,008}{11}$	$\frac{0,004 - 0,01}{4}$
Ni	$\frac{0,001 - 0,1}{58}$	$\frac{0,004 - 0,01}{9}$	"	$\frac{0,03 - 0,1}{11}$	$\frac{0,004 - 0,01}{4}$
Zr	$\frac{0,001 - 0,01}{8}$	$\frac{0,001}{1}$	$\frac{0,0007 - 0,006}{21}$	$\frac{0,003 - 0,03}{11}$	$\frac{0,001 - 0,01}{4}$
Mo	$\frac{0,0004 - 0,006}{5}$	$\frac{0,0005}{1}$	Нет	Нет	Нет
Nb	Нет	Нет	$\frac{0,04 - 0,06}{1}$	$\frac{0,003 - 0,008}{11}$	"
Ga	$\frac{0,001 - 0,009}{86}$	$\frac{0,001 - 0,003}{10}$	$\frac{0,001 - 0,009}{29}$	$\frac{0,003 - 0,008}{8}$	$\frac{0,001}{4}$
Cr	$\frac{0,001 - 0,03}{82}$	$\frac{0,0001 - 0,06}{8}$	$\frac{0,001 - 0,009}{27}$	$\frac{0,004 - 0,08}{11}$	Нет
V	$\frac{0,0007 - 0,06}{86}$	$\frac{0,0004 - 0,008}{10}$	$\frac{0,0004 - 0,006}{29}$	$\frac{0,002 - 0,005}{11}$	$\frac{0,004 - 0,01}{4}$
Li	Нет	$\frac{0,04 - 0,06}{5}$	$\frac{0,04 - 0,06}{3}$	Нет	Нет
Sr	$\frac{0,004 - 0,06}{81}$	$\frac{0,0004 - 0,001}{9}$	$\frac{0,001 - 0,9}{26}$	$\frac{0,01 - 0,05}{11}$	$\frac{0,001}{2}$
Sc	Нет	Нет	Нет	$\frac{0,0007 - 0,001}{3}$	$\frac{0,0004 - 0,001}{4}$
La	"	$\frac{0,04 - 0,06}{1}$	Не опр.	Нет	Нет
Ag	$\frac{0,0001 - 0,0003}{2}$	Нет	$\frac{0,0001 - 0,0003}{3}$	"	"
Be	$\frac{0,0001 - 0,0003}{1}$	"	Нет	$\frac{0,0001 - 0,0003}{5}$	"

Примечание. В числителе - пределы колебаний содержания элемента; в знаменателе - количество анализированных образцов флогопита, содержащих данный элемент.

вых месторождений Алдана было установлено, что содержание железа в флогопите находится в прямой зависимости от количества этого компонента в породах того или иного месторождения, принимавших участие в контактово-реакционном процессе (Лицарев, 1961). Представляется, что сравнительно высокие содержания железа и титана в флогопитах Ковдорского и Гулинского месторождений также обусловлены значительным содержанием этих компонентов в ультраосновных породах, подвергшихся метасоматозу.

Установленное различие промышленных флогопитов по химическому составу определяет их существенное расхождение и по оптическим свойствам. Известно, что оптические свойства железисто-магнезиальных слюд находятся в закономерной связи с их химизмом и зависят, прежде всего, от содержания железа, титана и фтора. Увеличение в составе флогопита содержания железа (особенно трехвалентного) и титана заметно повышает его показатели преломления; наоборот, возрастание количества фтора понижает величины светопреломления (Григорьев, 1935; Калинин, 1939; Островский и Петров, 1940; Соболев, 1949; 1950; Шабьнин, 1958; Лицарев, 1961; Римская-Корсакова и Соколова, 1964; Никитина, 1963; Дир, Хауи, Зусман, 1966; Kunitz, 1924, и др.). Эти закономерности достаточно отчетливо увязываются с материалами авторов по оптике флогопитов (табл. 3). Как и следовало ожидать, наиболее высокие показатели преломления характерны для гулинских и ковдорских флогопитов, обогащенных железом, титаном и бедных фтором. Флогопиты алданских, слюдянских и памирских месторождений отличаются более низкими показателями преломления; соответственно в них меньше железа, титана и больше фтора (см. табл. 1). Необходимо отметить, что не только указанные элементы влияют на величины оптических констант. Последние, несомненно, зависят также от содержания в флогопите других компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O BaO и др.).

Сложная зависимость между химическим составом и оптическими свойствами флогопита пока не позволяет построить достаточно надежную диаграмму в координатах "оптические свойства - химический состав" с учетом всех компонентов, вызывающих изменение оптических констант. В литературе обычно приводятся диаграммы, отражающие зависимость светопреломления флогопитов от содержания в них железа или от общей железистости. Предпочтения заслуживают последние, поскольку они учитывают большее число компонентов, оказывающих влияние на оптические свойства минерала.

Таблица 3

Средние значения оптических констант флогопитов

Месторождения	Ng	Nm	Np	Ng-Np	-2V°
Алданские (17)	1,597	1,593	1,554	0,043	10,0
Слюдянские (22)	1,592	1,589	1,549	0,043	9,0
Памирские (7)	1,589	1,583	1,545	0,044	6,3
Ковдорское (8)	1,609	1,606	1,558	0,051	8,3
Гулинское (6)	1,618	1,613	1,570	0,049	10,0

Примечание. Таблица составлена по данным авторов (Лицарев, Белякина, 1971). Показатели преломления определялись на малой модели рефрактометра (Фюсс IV) в натровом свете с точностью $\pm 0,002$. Двупреломление вычислено по разности показателей преломления. Угол оптических осей измерялся на федоровском столике с помощью длиннофокусного объектива и конденсора; точность измерений $\pm 1^\circ$. Число в скобках - количество образцов флогопита, по которым вычислены средние значения констант.

На фиг. 1 приведена диаграмма определения общей железистости флогопитов по показателям преломления N_g и N_p , построенная по данным авторов (Лицарев, Белянкина, 1971). Значительный разброс точек, обусловленный различными факторами, позволяет использовать диаграмму только для ориентировочных определений железистости флогопитов. Чтобы избежать при этом больших ошибок, необходимо вводить поправки к величинам N_g и N_p на средние содержания титана и фтора в флогопитах. Исходя из средних составов флогопитов различных месторождений (см. табл. 1) и учитывая влияние титана и фтора на показатели преломления (Соболев, 1949), суммарные поправки к величинам N_g и N_p составят для флогопитов алданских месторождений "+" 0,005, слюдянских "-0,003, памирских "+" 0,004, Гулинского месторождения "-0,010 и Ковдорского месторождения "-0,009. С учетом этих поправок ошибки определения общей железистости флогопита по прямой N_g обычно не превышают 5%, а по прямой N_p они достигают для отдельных образцов 8-8,5%. Поэтому при определении коэффициента общей железистости флогопита по предлагаемой диаграмме целесообразно пользоваться прямой N_g .

Среди аналогичных диаграмм, опубликованных в литературе, наибольший интерес представляют диаграммы Л.И. Шабынина (1958) и Л.П. Никитиной (1963), поскольку они построены по сравнительно большому числу химических анализов, отражающих состав слюд от флогопита до биотита. Использование этих диаграмм для флогопитов с низкой железистостью (до 10%) дает удовлетворительную сходимость с результатами, получаемыми по нашей диаграмме. При железистости более 10% расхождения становятся значительными, особенно для разностей, сравнительно обогащенных титаном (флогопиты Ковдорского и Гулинского месторождений). Очевидно, для титанистых флогопитов целесообразно построение региональных диаграмм определения железистости.

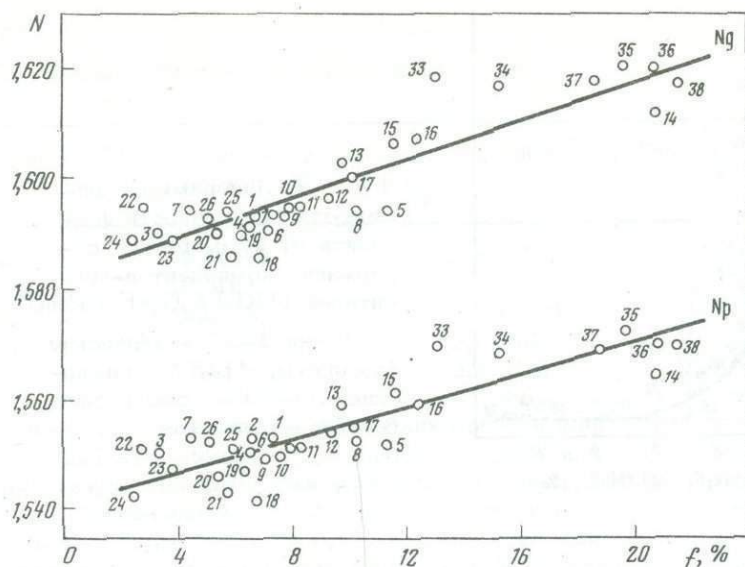
Из табл. 3 видно, что сопоставляемые флогопиты отчетливо различаются также по средним значениям двупреломления. Если флогопиты Ковдорского и Гулинского месторождений имеют наиболее высокие величины двупреломления (0,049-0,051), то для флогопитов Алдана, Слюдянки и Памира характерны сравнительно низкие значения (0,043 - 0,044).

Непостоянство двупреломления флогопитов, несомненно, обусловлено различием их химического состава, однако это устанавливается более или менее отчетливо лишь относительно содержания железа и предположительно - титана. На диаграмме зависимости двупреломления флогопитов от содержания в них железа (фиг. 2), построенной по данным авторов (Лицарев, Белянкина, 1971), хорошо видно общее возрастание N_g-N_p с повышением количества железа ($FeO + Fe_2O_3$). Вместе с тем широкий разброс точек на диаграмме свидетельствует о существенном влиянии других компонентов на величину двупреломления, однако наши материалы недостаточны для суждения о характере этого влияния.

По величине угла оптических осей сопоставляемые флогопиты близки между собой (табл. 3) и четкой зависимости значений $2V$ от химического состава по данным авторов не устанавливается. Вместе с тем результаты ряда экспериментальных работ показывают, что увеличение в составе магнезиально-железистых слюд содержания железа (особенно окисного) приводит к возрастанию $2V$ (Григорьев, 1935; Островский и Петров, 1940; Rinne, 1924, и др.). По данным О.М. Римской-Корсаковой и Е.П. Соколовой (1964), изучавшим магнезиально-железистые слюды Ковдорского месторождения, увеличение в них содержания трехвалентного железа в тетраэдрической координации также повышает угол оптических осей.

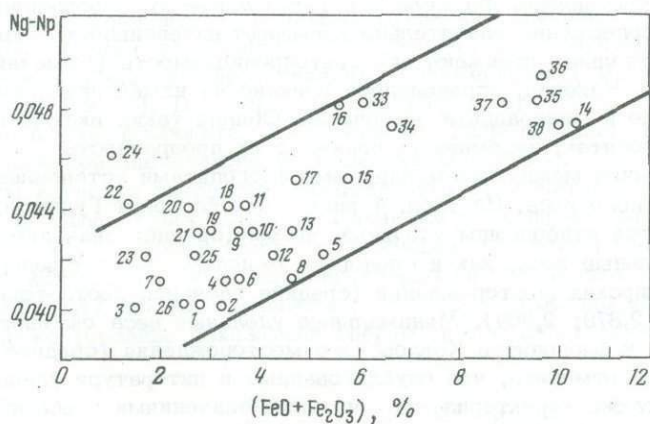
Исследование физических свойств промышленных флогопитов показывает, что по всем определявшимся характеристикам они обнаруживают существенные расхождения. Наибольший интерес представляют результаты изучения прозрачности, удельного веса и твердости, приведенные в табл. 4.

Прозрачность флогопита зависит при прочих равных условиях от его химического состава и главным образом от содержания компонентов-красителей (хромофоров): TiO_2 , FeO , Fe_2O_3 и MnO . Сравнительно высокие содержания этих компонентов в гулинских и ковдорских флогопитах и более низкие - в алданских, слюдянских и особенно памирских (см. табл. 1) определяют различие сопостав-



Фиг. 1. Диаграмма определения общей железистости (f) флогопита по показателям преломления N_g и N_p

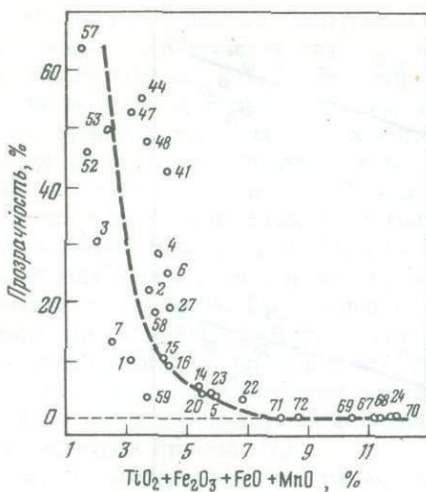
Точки 1-17 - алданские флогопиты, 18-24 - памирские, 25-26 - слюдянские, 33-38 - гулинские



Фиг. 2. Диаграмма зависимости двупреломления флогопита от суммарного содержания железа (в пересчете на FeO , в вес.%)

Точки 1-17 - алданские флогопиты, 18-24 - памирские, 25-26 - слюдянские, 33-38 - гулинские

ляемых слюд по величине коэффициента прозрачности. Если для флогопитов Памира, Слюдянки и Алдана средние значения коэффициента прозрачности составляют соответственно 48,0, 26,6, 9,4%, то для гулинских слюд он равен нулю (данные по флогопитам Ковдорского месторождения отсутствуют). Из диаграммы зависимости прозрачности флогопита от суммарного содержания $TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO$ (фиг. 3), построенной по материалам авторов (Лицарев, Белянкина, 1971), отчетливо видно резкое ее понижение с возрастанием количества компонентов-красителей. При содержании последних около 8% минерал становится непрозрачным (при толщине изучавшихся пластинок 0,15 мм). Вместе с тем многие образцы флогопита при близком или равном суммарном содержании компонентов-красителей резко различаются по величине прозрачности (см. на фиг. 3 точки 16, 27, 6, 41 или 59, 2, 48, 44). Значительный разброс точек на диаграм-



Фиг. 3. Диаграмма зависимости прозрачности флогопита от суммарного содержания компонентов-красителей ($\text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}$)

Точки 1-27 - алданские флогопиты, 41-57 - памирские, 58-59 - слюдянские, 67-72 - гулинские

ме указывает на сложный характер зависимости. Очевидно, важную роль в этой зависимости играет количественное соотношение элементов-красителей в составе флогопита. Весьма существенное влияние на светопроницаемость флогопита оказывает также форма вхождения и координационная позиция некоторых элементов. Так, по данным И.А. Островского и В.П. Петрова (1940), окисное железо более резко понижает светопроницаемость слюды, чем то же количество закисного железа. Вхождение трехвалентного железа в тетраэдрическую координацию и увеличение здесь его содержания значительно повышают интенсивность окраски флогопита и, следовательно, понижают его светопроницаемость (Римская-Корсакова и Соколова, 1964). Наконец, определенное влияние на изменение прозрачности оказывают газопыль и минеральные включения. Обилие таких включений в гулинских и ковдорских флогопитах, несомненно, понижает их прозрачность.

Заметные различия между промышленными флогопитами установлены также по величине удельного веса. Из табл. 4 видно, что флогопит Гулинского месторождения отличается наибольшим удельным весом (среднее значение - $2,942 \text{ г/см}^3$). Более низкие удельные веса, как и следовало ожидать, имеют слюды алданских, слюдянских и памирских месторождений (средние значения соответственно составляют - $2,898$; $2,879$; $2,869$). Минимальные удельные веса оказались совершенно неожиданно у флогопитов Ковдорского месторождения (среднее значение - $2,733$); необходимо отметить, что опубликованные в литературе удельные веса этих флогопитов также характеризуются низкими значениями и обычно укладываются в пределах $2,7 - 2,8 \text{ г/см}^3$.

Известно, что непостоянство удельного веса флогопита определяется при прочих равных условиях изменчивостью его химического состава и зависит главным образом от колебаний содержания тяжелых элементов (железо, титан, барий). С увеличением количества указанных компонентов повышается удельный вес минерала. Подобная закономерность отчетливо выявляется из анализа данных таблиц 1, 4 и хорошо выражена на диаграмме зависимости удельного веса флогопита от суммарного содержания железа, титана, бария (фиг. 4). Этой закономерности подчиняются все изученные флогопиты за исключением ковдорских (на фиг. 4 данные по ковдорским флогопитам отсутствуют, так как значения их удельных весов обычно менее $2,8 \text{ г/см}^3$ и оказываются на диаграмме ниже горизонтальной оси). Судя по химическому составу и оптическим свойствам, ковдорские флогопиты должны иметь более высокие удельные веса, чем флогопиты алданских, слюдянских и памирских месторождений. Резкое несоответствие между химическим составом и удельным весом, установленное для ковдорского флогопита, нельзя объяснить неточностями определения удельного веса или ошибками химического анализа. Представляется, что это несоответствие обусловлено искажением (занижением) истинных значений удельного веса в связи с наличием в ковдорских флогопитах обильных газовых включений, от которых не удалось избавиться при

Таблица 4

Средние значения физических констант флогопитов

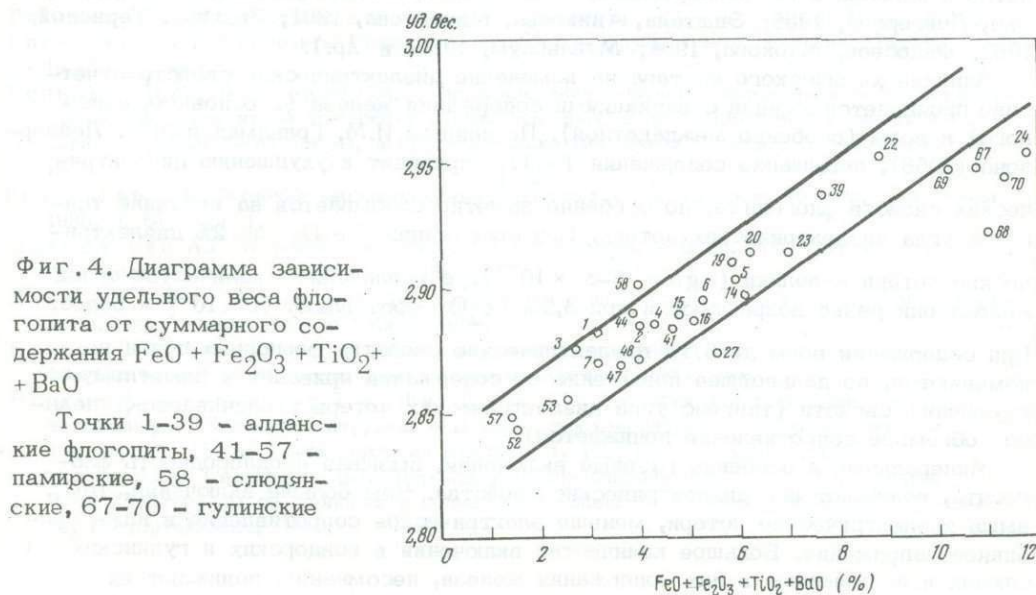
Месторождения	Коэффициент прозрачности, %	Удельный вес, г/см ³	Твердость, кг/мм
Алданские	9,4(37)	2,898(39)	3,47(37)
Слюдянские	26,6(9)	2,879(23)	3,49(23)
Памирские	48,0(18)	2,869(18)	3,65(18)
Ковдорское	-	2,733(9)	2,71(9)
Гулинское	0(6)	2,942(6)	2,95(6)

Примечание. Исследования физических свойств флогопитов проводили в ИГЕМ АН СССР: а) коэффициент прозрачности определяла А.М. Усенко на фотометре ФМ-1 (изучались пластинки флогопита толщиной 0,15 мм); б) твердость измеряли Е.Д. Белякина и А.М. Усенко на электроконтактном динамометре (испытывали пластинки толщиной 0,15 мм); в) удельный вес определяли методом гидростатического взвешивания в спирте А.М. Усенко, Е.А. Санина.

Число в скобках - количество изученных образцов, по которым вычислено среднее значение константы.

подготовке проб к измерениям. Поскольку гулинские флогопиты также содержат многочисленные газовые включения, не исключено, что полученные для некоторых образцов значения удельного веса являются заниженными (см., например, точки 68, 70, и др. на фиг. 4). В заключение необходимо отметить известную зависимость удельного веса флогопита от степени его гидратизации; даже слабое проявление последней значительно понижает удельный вес.

Результаты изучения твердости промышленных флогопитов показывают, что сопоставляемые слюды существенно различаются по величине этой характеристики (см. табл. 4). Наиболее твердыми оказались флогопиты Памира, Слюдянки и Алдана, для которых средние значения твердости составляют соответственно - 3,65; 3,49; 3,47 кг/мм. Твердость гулинских и особенно ковдорских слюд значительно ниже (средние показатели твердости соответственно равны 2,95 и 2,71 кг/мм).



Непостоянство твердости флогопитов обусловлено рядом факторов. Прежде всего, она сильно зависит (искажается) от наличия в исследуемых образцах включений газовых пузырьков или воздушных прослоек. Эта зависимость вытекает из формулы определения показателя твердости $N = \frac{P}{h}$, где N - показатель твердости (в кг/мм), P - прокалывающее усилие (в кг), h - толщина изучаемой пластинки слюды (в мм). Поскольку показатель твердости рассчитывается в нашем случае для пластинки толщиной 0,15 мм, то при наличии включений газовых пузырьков или воздушных прослоек истинная толщина прокалываемого слюдяного слоя оказывается, естественно, меньше, чем 0,15 мм, а следовательно, вычисленные значения твердости таких флогопитов будут занижены. Очевидно, низкие показатели твердости ковдорских и гулинских слюд обусловлены в значительной мере присутствием в них многочисленных газовых включений.

Необходимо отметить также известную зависимость твердости флогопитов от степени их гидратизации: с проявлением и возрастанием последней - твердость понижается. Наконец, непостоянство твердости флогопита, несомненно, определяется колебаниями химического состава вследствие широко развитых явлений изоморфизма, однако эта связь изучена недостаточно. Вместе с тем, исходя из известных положений (Соболев, 1949; Гогоберидзе, 1952; и др.), твердость флогопита будет возрастать, если изоморфное замещение сопровождается повышением валентности катионов или увеличением их координационных чисел, уменьшением ионных радиусов катионов и т.д. К сожалению, мы не располагаем достаточно хорошими примерами, которые наглядно иллюстрировали бы влияние каждого фактора. Интересные данные по твердости синтетических и природных слюд получены Блоссом и др. (Bloss, Shekarchi, Shell, 1959). Они экспериментально показали, что замена Al^{3+} на Fe^{3+} во фтор-флогопите мало изменяет его твердость, тогда как замещение калия барием вызывает значительное ее возрастание; наконец, вхождение фтора вместо гидроксила также приводит к повышению твердости флогопита. В связи с последним вполне возможно, что пониженная твердость ковдорских и гулинских слюд в какой-то мере связана с низким содержанием в них фтора.

Промышленная ценность флогопита как диэлектрика определяется, как известно, благоприятным сочетанием его химического состава, физических и структурных особенностей с важнейшими диэлектрическими свойствами (тангенс угла диэлектрических потерь, удельное объемное и поверхностное сопротивление, пробивное напряжение). Авторы не имели возможности изучить диэлектрические свойства по образцам личной коллекции, однако из анализа литературных данных следует, что они зависят главным образом от химического состава флогопитов и наличия в них минеральных и газовых включений (Лашев, 1948; Гольдман, Лейзерзон, 1958; Эпштейн, Аникеева, Михайлова, 1961; Зискинд, Терновой, 1962; Федосеев, Маркова, 1964; Мейльбаум, 1969; и др.).

Влияние химического состава на изменение диэлектрических свойств отчетливо проявляется в связи с вариациями содержания железа (в основном, окисного) и воды (особенно межпакетной). По данным И.М. Гольдман и М.С. Лейзерзона (1958), повышение содержания Fe_2O_3 приводит к ухудшению диэлектрических свойств флогопита, но особенно заметно сказывается на величине тангенса угла диэлектрических потерь. При содержании Fe_2O_3 до 2% диэлектрические потери невелики ($tg \delta = 5-8 \times 10^{-4}$); с увеличением количества окиси железа они резко возрастают и при 3,5% Fe_2O_3 составляют 50×10^{-4} и более. При содержании воды до 3,5% диэлектрические свойства флогопита почти не изменяются, но дальнейшее повышение ее содержания приводит к заметному ухудшению свойств (тангенс угла диэлектрических потерь увеличивается, удельное объемное сопротивление понижается).

Минеральные и особенно газовые включения, вызывая неоднородность флогопита, понижают его диэлектрические свойства. Чем больше включений, тем выше диэлектрические потери, меньше электрическое сопротивление и ниже пробивное напряжение. Большое количество включений в ковдорских и гулинских слюдах и повышенные в них содержания железа, несомненно, понижают их диэлектрические свойства; по этим свойствам они уступают флогопитам Алдана, Слюдянки и Памира.

Результаты сравнительного изучения промышленных флогопитов СССР позволяют разделить последние на две самостоятельные группы по принадлежности к месторождениям различных геологических формаций. К первой группе относятся флогопиты из месторождений Алдана, Слюдянки и Памира, связанных с докембрийскими гранито-гнейсовыми комплексами. Вторая группа объединяет слюды месторождений, приуроченных к последокембрийским многофазным ультраосновным-щелочным интрузиям центрального типа (Ковдорское и Гулинское месторождения). Установлено, что сопоставляемые флогопиты заметно различаются по химическому составу, оптическим и физическим свойствам.

Для ковдорских и гулинских флогопитов характерны повышенные содержания железа, титана, марганца, высокотемпературной воды и пониженные — магния, калия и фтора. В соответствии с химическим составом они имеют самые высокие коэффициенты общей железистости, наибольшие показатели преломления и наименьшую прозрачность. Многочисленные газовые включения, обычные для этих слюд, сильно искажают (занижают) значения их удельных весов и твердости.

Флогопиты алданских, слюдянских и памирских месторождений, в отличие от ковдорских и гулинских, содержат меньше железа, титана, марганца, воды и больше — магния, калия, фтора; газовые включения для них не характерны. Эти слюды имеют более низкие удельные веса, показатели преломления и коэффициенты общей железистости, высокую прозрачность и наибольшую твердость. По диэлектрическим свойствам эти флогопиты выгодно отличаются от ковдорских и гулинских слюд.

Расхождение химического состава, оптических и физических свойств промышленных флогопитов обусловлено, по имеющимся данным, различием условий образования месторождений.

Литература

- Васильев Е.П., Вишняков В.Н., Резницкий Л.З. Геология района Слюдянских флогопитовых месторождений. — В кн. "Геология Прибайкалья (Путеводитель геологической экскурсии XII сессии Международной ассоциации по изучению глубинных зон земной коры)". Иркутск, 1969.
- Волотовская Н.А. Карело-Кольская петрографическая провинция ультраосновных, щелочных и карбонатных пород. В сб. "Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы (XXI сессия Междун. геол. конгресса. Докл. сов. геол. Проблема 13). М. Изд-во АН СССР, 1960.
- Воробьева О.А. Щелочные породы СССР. В сб. "Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы (XXI сессия Междун. геол. конгресса. Докл. сов. геол. Проблема 13). Изд-во АН СССР, 1960.
- Галук В.А. Новые данные о геологии и минералогии Эмельджакского флогопитового месторождения (Южная Якутия). — Труды Моск. геол.-разв. ин-та, 1957, 31.
- Гогоберидзе Д.Б. Твердость и методы ее измерения. — 2-е изд. М.—Л. Машгиз, 1952.
- Гольдбурт Т.Л. Меймечиты Гулинской интрузии. — Труды Ин-та геологии Арктики, 1959, 105, вып. 11.
- Гольдман И.М., Лейзерзон М.С. Использование плотного маложелезистого флогопита в качестве заменителя мусковита в конденсаторах. В кн. "Проблемы изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Восточной Сибири". Изд-во АН СССР, 1958.
- Григорьев Д.П. Изучение магнезиально-железистых слюд. — Записки Всерос. мин. об-ва, 1935, ч. 64, вып. 1.
- Давыдченко А.Г. К тектонике Юго-Западного Памира. — В сб. "Материалы по геологии Памира", вып. II. Душанбе, 1964.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 3, Листовые силикаты, Пер. с англ. Изд-во "Мир", 1966.
- Егоров Л.С., Аникеева Л.И. К вопросу о происхождении Гулинского месторождения флогопита. — Информ. бюлл. Ин-та геологии Арктики, 1957, № 1.
- Егоров Л.С., Гольдбурт Т.Л., Шихорина К.М. Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии. — В кн. "Гулинская интрузия ультраосновных — щелочных пород". Труды Ин-та геологии Арктики, т. 122, Госгортехиздат, 1961.
- Зискинд М.С., Терновой В.И. Перспективы флогопитоносности Кольского полуострова. В сб. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР", вып. 3, Л., Гостоптехиздат, 1962.

- Калинин П.В. Минералы Слюдянского района. В кн. "Флогопитовые месторождения Слюдянского района (Южное Прибайкалье)". - Труды Всес. н.-и. ин-та мин. сырья, вып. 150. М.-Л., ГОНТИ, 1939₁.
- Калинин П.В. Генезис флогопитовых месторождений. - В кн. "Флогопитовые месторождения Слюдянского района (Южное Прибайкалье)". - Труды Всес. н.-и. ин-та мин. сырья, вып. 150. М.-Л., ГОНТИ, 1939₂.
- Калинин П.В., Роненсон Б.М. Геолого-структурные особенности и генезис флогопитовых слюдянских месторождений. - Сов. геология, 1957, сб. 58.
- Калинин П.В., Галюк В.А., Лазденек Г.Ф., Роненсон Б.М., Фоменков Б.П., Шмакин Б.М. Промышленные типы месторождений флогопита Восточной Сибири и задачи дальнейших исследований. - В кн. "Проблемы изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Восточной Сибири". Изд-во АН СССР, 1958.
- Клунников С.И., Полов А.И. Метаморфические толщи юго-западного Памира. - Труды Таджикско-Памирской экспедиции АН СССР, вып. 69. Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Кононова В.А., Борисевич И.В., Ломейко Е.И. Слюды как минералы-индикаторы метасоматических процессов в массивах ультраосновных и щелочных пород. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 10.
- Коржинский Д.С. Геология и полезные ископаемые южного района Якутии. - В сб. "Якутская АССР" (Труды СОЛС АН СССР, вып. 2). Л., Изд-во АН СССР, 1933.
- Коржинский Д.С. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности. - Труды ЦНИГРИ, вып. 71. Л.-М., ОНТИ, 1936₁.
- Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р.Тимптон). - Труды ЦНИГРИ, вып. 86. Л.-М., ОНТИ, 1936₂.
- Коржинский Д.С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. - Труды ИГН АН СССР, вып. 12. Изд-во АН СССР, 1940.
- Коржинский Д.С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. - Труды ИГН АН СССР, петрогр. серия (№ 10), 1947, вып. 29.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В кн. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". Изд. 2-е. Изд-во АН СССР, 1955.
- Корчагин А.М. Вермикулит-флогопитовое месторождение Инагли. - Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 8.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г., Багдасаров Э.А., Римская - Корсакова О.М., Нефедов Е.И., Ильинский Г.А., Сергеев А.С., Абакумова Н.Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии (геология, петрология, минералогия и геохимия). Изд-во "Недра", 1965.
- Лашев Е.К. Слюды, ч. 1. Свойства слюды. Промстройиздат, 1948.
- Лицарев М.А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 67.
- Лицарев М.А. Закономерности образования и размещения флогопитовых месторождений СССР. - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VI. Изд-во АН СССР, 1962.
- Маслеников В.А. Докембрийская кристаллическая толща юго-западного Памира. - Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1955, вып. 5.
- Мейльбаум В.Я. Применение и возможности использования ковдорского флогопита в народном хозяйстве. - Труды Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР, 1969, вып. 4.
- Меланхолин Н.М. Об окраске магнезиально-железистых слюд. - Труды Лаб. кристаллогр. АН СССР, 1940, вып. 2.
- Мотычко В.Ф. Оливиниты и слюдиты массива Одихинча. - Информ. бюлл. Ин-та геол. Арктики, 1958, вып. 10.
- Никитина Л.П. Железистость железо-магнезиальных слюд метаморфических пород. - Записки Всес. мин. об-ва, 1963, ч. 92, вып. 1.
- Островский И.А., Петров В.П. Материалы по связи оптики и химического состава магнезиально-железистых слюд. - Труды ИГН АН СССР, петрогр. серия (№ 11), 1940, вып. 36.
- Римская-Корсакова О.М. и Соколова Е.П. О железисто-магнезиальных слюдах с обратной схемой абсорбции. - Записки Всес. мин. об-ва, 1964, ч. 93, вып. 4.
- Сердюченко Д.П. Асбестовидный флогопит из Южной Якутии. - Докл. АН СССР, 1954₁, 97, № 1.
- Сердюченко Д.П. О кристаллохимической роли натрия в магнезиально-железистых слюдах. - Докл. АН СССР, 1954₂, 97, № 2.
- Сердюченко Д.П. О некоторых слюдах необычного состава. - В кн. "Новые данные о минералах СССР" (Труды Мин. музея им. А.Е. Ферсмана, вып. 19). Изд-во "Наука", 1969.

- Соболев В.С. Введение в минералогию силикатов. - Львов, Изд-во Львов. гос. ун-та, 1949.
- Соболев В.С. Значение железистости фемических минералов, Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4.
- Терновой В.И. Ковдорское месторождение вермикулита. - Разведка и охрана недр, 1960, № 5.
- Терновой В.И., Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И. Геология и разведка Ковдорского вермикулит-флогопитового месторождения. Л., Изд-во "Недра", 1969.
- Токмаков П.П. Ковдорское месторождение вермикулита и условия его образования. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 48.
- Токмаков П.П. Формация флогопит-вермикулитовых месторождений комплекса ультраосновных-щелочных пород (на примере месторождений Кольского полуострова и Урала). - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VI. Изд-во АН СССР, 1962.
- Федосеев Г.П., Маркова В.И. Проблема использования ковдорского флогопита для электрической изоляции. - Сб. научно-технической информации, вып. 1. Л.-М., Стройиздат, 1964.
- Фролова Н.В., Клековкин Н.Ф. Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведки алданских месторождений флогопита. - Труды Алдан. геол.-разв. экспедиции, 1945, вып. 2.
- Цветков А.И., Вальяшихина Е.П. Материалы по термическому исследованию минералов. III. Слюды. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 4.
- Шабынин Л.И. Еще раз о значении железистости фемических минералов. - Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12.
- Шафеев А.А. Полифациальные метаморфические комплексы Хамар-Дабана. - В кн. "Геология Прибайкалья" (Путеводитель геологической экскурсии XII сессии Междун. ассоциации по изучению глубинных зон земной коры). Иркутск, 1969.
- Шведов Е.С., Механошин С.П. Закономерности размещения месторождений флогопита в Алданской слюдоносной провинции. - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VI. Изд-во АН СССР, 1962.
- Шейнманн Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. - Геология месторождений редких элементов. Госгеолтехиздат, 1961.
- Энтин А.Р. Основные закономерности размещения флогопитовых и магнетитовых месторождений в Центрально-Алданской флогопитоносной и железорудной провинции. - В сб. "Геология и петрология докембрия Алданского шита". Изд-во "Наука", 1966.
- Элштейн Е.М., Антикеева Л.И., Михайлова А.Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии. - В кн. "Гулинская интрузия ультраосновных-щелочных пород" (Труды Ин-та геол. Арктики). Т. 122 Госгортехиздат, 1961.
- Элштейн Е.М. Флогопитоносные автореакционные скарны - новая формация месторождений флогопита. В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VI. Изд-во АН СССР, 1962.
- Якжин А.А. Слюдяные месторождения Северо-Западного Прибайкалья. Флогопитовые месторождения бассейна р.Куронах в районе Алданской плиты. - Материалы по геол. и полезным ископ. Восточной Сибири, вып. 15. Свердловск, М., ГОНТИ, 1939.
- Bloss F.D., Shekarchi E., Shell H.R. Hardness of synthetic and natural micas. - Amer. Min., 1959, 44, N 1-2.
- Kuniz W. Die Beziehungen zwischen der chemischen Zusammensetzung und den physikalisch - optischen Eigenschaften innerhalb der Glimmergruppe. - N.J. Min.Geol., Paleontol, 1924, 50.
- Rinne F. Bemerkungen über Selikatformeln von Gimmern. Ber. Sachs. Akad. Math. Phys., 1924, 76.

О СОСТАВЕ ФЛОГОПИТА ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ

Согласно существующим представлениям, все промышленные месторождения флогопита могут быть подразделены на две большие группы. Одни из них связаны с породами ультраосновной щелочной формации – это месторождения Кольского полуострова, Маймеча–Котуйской провинции, Лулекоп в Африке и пр. Другие сформировались среди комплексов древних метаморфических пород – месторождения Алдана, Прибайкалья, Канады, Кореи и др. По классификации П.П. Боровикова и И.А. Львовой (1962), первые относятся к I, а последние к III типу месторождений магнезиальных слюд. В каждом типе отдельные слюдоносные районы в свою очередь имеют отличия по времени образования, характеру вмещающих пород, степени метаморфизма последних и пр. (Кухаренко и др., 1965; Прохорова и др., 1966; Лицарев, 1961; Роненсон, 1957).

В настоящей работе путем вычисления средних арифметических значений содержания главных компонентов, слагающих флогопит, и на основе метода дискриминантных функций (Груза, 1966; Неженский, 1967) выполнено количественное сравнение состава флогопита различных слюдоносных полей¹. Для сопоставления отбирались результаты химических анализов лишь наиболее типичного для данного слюдоносного поля флогопита, представляющего собой основную промышленную генерацию².

Полученные в результате пересчетов среднеарифметические значения содержаний отдельных компонентов во флогопите показаны в таблице.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что наиболее отчетливо отличия устанавливаются при сравнении состава флогопита из месторождений, относящихся к различным типам, и менее выражены у флогопита из отдельных слюдоносных полей и провинций, принадлежащих к одному генетическому типу. При этом флогопит месторождений, связанных с породами ультраосновной щелочной формации, характеризуется более высоким содержанием окислов железа и титана, марганца, меньшим количеством MgO и особенно F, по сравнению с флогопитом из месторождений, приуроченных к комплексам древних метаморфических пород. Вполне вероятно, что низкое содержание в слюдах F (Дьяконов, Львова, 1967) на месторождениях I типа определяет более интенсивное развитие на них процессов вермикулитизации, по сравнению с месторождениями III типа.

Для конкретизации оценки сходства и отличия в составе флогопита, как на месторождениях различных типов, так и внутри одного типа, нами был применен метод дискриминантной функции

$$D(x) = b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_{12}x_{12} + p.$$

Исходными данными служили результаты химических анализов флогопита, выраженные в весовых процентах. Определялись также значения $\delta = \sqrt{\frac{\sigma}{\bar{\sigma}}}$, характеризующие количественно степень различия сравниваемых групп (Миллер, Кан, 1965; Гольдин, Кутюлин, 1964).

Выполненные расчеты дали следующие результаты.

I. Для флогопита из месторождений, связанных с породами ультраосновной щелочной формации и приуроченных к комплексам древних метаморфических пород, $D^I(x)$ составляет следующие значения (по данным 76 и 96 анализов).

¹ Вычисления производились на электронно-счетной машине БЭСМ-4 по программе, составленной З.В.Агукиной и В.В.Грузой.

² Использованы анализы из ряда опубликованных работ, а также выполненные во ВСЕГЕИ аналитиками М.П.Филатовой, А.Н.Аксельрод, Н.А.Гусаковой.

$$D^I(x) = 37,672 \text{SiO}_2 + 1,432 \text{TiO}_2 + 15,406 \text{Al}_2\text{O}_3 + 3,565 \text{Fe}_2\text{O}_3 + 5,518 \text{FeO} + 0,131 \text{MnO} + 22,036 \text{MgO} + 0,464 \text{CaO} + 0,826 \text{Na}_2\text{O} + 8,623 \text{K}_2\text{O} + 3,248 \text{H}_2\text{O}^+ + 0,489 \text{F}^1.$$

II. Для флогопита из месторождений Маймеча-Котуйского района и Кольского полуострова (по данным 36 и 40 анализов)

$$D^{II}(x) = -0,940 \text{SiO}_2 - 1,621 \text{TiO}_2 - 0,726 \text{Al}_2\text{O}_3 - 0,829 \text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,672 \text{FeO} - 9,881 \text{MnO} - 0,987 \text{MgO} - 0,776 \text{CaO} - 0,178 \text{Na}_2\text{O} - 0,446 \text{K}_2\text{O} - 0,360 \text{H}_2\text{O}^+ - 0,370 \text{F} + 84,132.$$

III. Для флогопита Алданского района и Прибайкалья (по данным 52 и 38 анализов).

$$D^{III}(x) = 0,436 \text{SiO}_2 + 2,614 \text{TiO}_2 - 0,183 \text{Al}_2\text{O}_3 - 1,757 \text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,284 \text{FeO} + 9,244 \text{MnO} - 0,220 \text{MgO} - 0,375 \text{CaO} - 0,851 \text{Na}_2\text{O} + 1,170 \text{K}_2\text{O} + 0,108 \text{H}_2\text{O}^+ - 0,560 \text{F} - 6,404.$$

IV. Для флогопита Алданского района и Памира (по данным 58 и 25 анализов).

$$D^{IV}(x) = -1,210 \text{SiO}_2 - 1,083 \text{TiO}_2 - 0,142 \text{Al}_2\text{O}_3 + 0,539 \text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,178 \text{FeO} + 11,181 \text{MnO} - 0,238 \text{MgO} - 1,507 \text{CaO} - 0,044 \text{Na}_2\text{O} - 0,261 \text{K}_2\text{O} - 0,312 \text{H}_2\text{O}^+ - 0,369 \text{F}.$$

Таблица 1

Значения средних содержаний компонентов во флогопите различных месторождений

Компоненты	Залегающие среди комплексов ультраосновных щелочных пород	Залегающие среди комплексов древних метаморфических пород	Маймеча-Котуйского района	Кольского полуострова	Алданского района	Слюдянского района	Юго-запад Памира
SiO ₂	37,64	38,59	37,81	37,48	37,80	38,73	39,83
TiO ₂	1,49	0,71	1,55	1,44	0,46	0,97	0,59
Al ₂ O ₃	15,24	16,16	14,96	15,52	16,98	15,98	15,58
Fe ₂ O ₃	3,49	1,79	3,90	3,01	2,44	1,24	1,16
FeO	5,47	2,81	5,92	5,01	3,09	2,23	1,59
MnO	0,13	0,05	0,17	0,10	0,05	0,05	0,03
MgO	22,19	24,68	21,69	22,70	23,83	24,26	25,44
CaO	0,48	0,41	0,51	0,45	0,42	0,31	0,56
BaO	0,58	0,83	0,62	0,55	1,03	0,79	0,38
Na ₂ O	0,82	0,70	0,73	0,91	0,82	0,45	0,60
K ₂ O	8,75	9,39	8,75	8,76	9,42	9,05	9,58
F	0,34	1,73	0,33	0,36	1,65	1,34	2,17
f _m , %	17	9	19	16	11	7	5
Число анализов	127	150	40	77	58	45	26

¹ Функции D^I(x) и D^{IV}(x) рассчитывались по иной программе, чем остальные; поэтому свободный член ρ в данных формулах отсутствует.

Как и было рассмотрено выше, отличия в составе флогопита из месторождений разных типов весьма значительны: $\delta^I = 1,25$. Анализ же состава флогопита из ряда месторождений, принадлежащих к одному и тому же генетическому типу, показывает следующее. Наиболее близок по составу флогопит из различных месторождений, связанных с породами ультраосновной щелочной формации $\delta^{II} = 0,57$; в противоположность этому флогопит из месторождений, залегающих в комплексах древних метаморфических пород, имеет существенные расхождения $\delta^{III} = 1,01$ $\delta^{IV} = 1,09$. Таким образом, на месторождениях I типа состав флогопита в значительно меньшей степени подвергается колебаниям, чем на месторождениях III типа.

Наиболее наглядно сходство и отличие в составах флогопита из указанных месторождений выявляется при графическом изображении рассчитанных линейных функций $D(x)$.

Вероятность ошибки классификации в каждом из рассмотренных случаев для одного образца составляет следующие величины¹

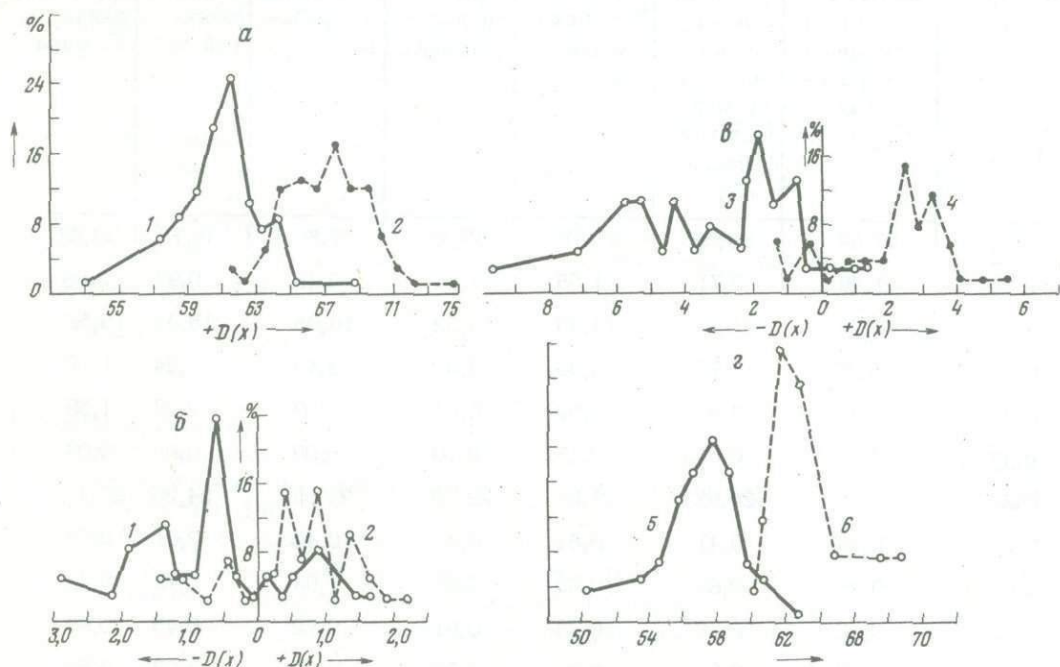
$$D^I(x) - 11\%, D^{II}(x) - 29\%, D^{III}(x) - 15\%, D^{IV}(x) - 11\%.$$

По формуле $n \geq \frac{(2Zp)^2}{\alpha}$ определим необходимое число анализов для

того, чтобы ошибка P' не превышала 0,01% (Z_p находим по таблицам нормального распределения). Для выполнения заданного условия количество анализов в случае $D^I(x)$ равно 3,

$$D^{II}(x) - 16, D^{III}(x) - 5, D^{IV}(x) - 4.$$

Проведенная математическая обработка данных химических анализов позволяет произвести сопоставление состава флогопита различных слюдоносных провинций и дает дополнительный критерий для классификации последних (см. фигуру).



Распределение значений функции (x) для флогопита из месторождений

I - связанных с породами ультраосновной щелочной формации, II - приуроченных к комплексам древних метаморфических пород; 1 - Маймеча-Котуйского района; 2 - Кольского полуострова; 3 - Алданского района; 4 - Прибайкалья; 5 - Алданского района; 6 - юго-западного Памира

¹Расчет ошибки производился согласно С.В.Гольдину и В.А.Кутолину (1964).

Литература

- Боровиков П.П., Львова И.А. Типы месторождений вермикулита, их промышленное значение и направления дальнейших геологоразведочных работ. - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых, VI. М., 1962.
- Гольдин С.В., Кутолин В.А. К петрохимии траппов харангского и кузьмовского комплексов западной окраины Сибирской платформы. - Сов. геология, 1964, № 12.
- Груза В.В. Критерии разделения нефелиновых пород центральной части Алтае-Саянской области. - Докл. АН СССР, 1966, 167, № 5.
- Дьяконов Ю.С., Львова И.А. О превращении триоктаэдрических слюд в вермикулит. - Докл. АН СССР, 1967, 175, № 2.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., 1965.
- Лицарев М.А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 67.
- Миллер Р.Л., Кан Дж.С. Статистический анализ в геологических науках. М., 1965.
- Неженский И.А. К характеристике типов рудных месторождений сходного минерального состава. Докл. АН СССР, 1967, 174, № 6.
- Прохорова С.М., Евзикова Н.З., Михайлова А.Ф. Флогопитоносность Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород. - Труды НИИГА, 1966, 140.
- Роненсон Б.М. Особенности геологической структуры Слюдянского месторождения и условия локализации флогопитоносных тел. - Труды Моск. геол.-разв. ин-та, 1957, вып. 31.

К ВОПРОСУ О ЖЕЛЕЗИСТОСТИ СЛЮД

Понятие о железистости биотитов (как и роговых обманок) введено в 1950 г. В.С.Соболевым, позднее применено также к флогопитам (Шабынин, 1958, Лицарев, 1961).

Никитина (1963) использовала величину железистости биотитов при изучении метаморфических пород. Половинкина и Шендерова (1954) применили диаграмму железистости биотитов для выделения по составу биотитов двух гранитоидных комплексов на Украине.

Однако Никитина (1963), Кицул (1966) и др. показали, что не во всех районах и не всегда соблюдается простая зависимость между показателями преломления и составом слюд. Для различных петрологических выводов Шербаков (1965), Великославинский (1960) привлекают и понятие о глиноземистости слюд. Протченко и Куд (1962) показали, что зависимость между показателями преломления биотитов и величиной их общей железистости оставляет поле около прямой. Кориковский (1965), Маракушев (1961) отмечают для биотитов, богатых марганцем, пониженную железистость, вычисляемую по обычной прямой. Кицул (1966), изучая биотиты метаморфических пород Иенгрской серии Алданского щита, пришел к выводу, что для высокотитанистых биотитов нужна своя диаграмма, а по существующим кривым определить железистость по измеренным показателям преломления для них нельзя.

Нами на примере свыше 200 анализов магнезиальножелезистых слюд (см. таблицу), сопровождающихся замеренными показателями преломления их, показано на фигуре, что нет прямой зависимости между этими величинами. Это можно объяснить, исходя из состава слюд. В октаэдрический слой входят как двух-, так и трехвалентные катионы, различающиеся между собой по размерам ионных радиусов (двухвалентных $0,74 - 0,84 \text{ \AA}$, трехвалентных $0,57 - 0,61 \text{ \AA}$). На величину показателя преломления влияет главным образом не количество железа, а соотношение между двух- и трехвалентными катионами в октаэдрах.

В связи с этим для каждой отдельно взятой комбинации пород, для каждого района, где соотношение между двух- и трехвалентными элементами более или менее постоянно, можно считать справедливым наличие прямой зависимости между показателями преломления и железистостью, т.е. судить о железистости слюд по величине показателей преломления. Но для каждого нового района необходимо проверить наклон прямой, определяя химический состав слюд, характеризуемых крайними величинами показателей преломления. Хотя Е.Н.Ушаковой (1971) на основании обобщения большого литературного материала по биотитам и флогопитам выведено линейное одномерное уравнение регрессии для определения железистости этих слюд по показателям преломления, однако разброс точек для выражения отношения общей железистости с показателями преломления велик и следует учитывать сказанное выше.

Характеристика железо-магнезиальных слюд

Показатель преломления	Железистость	RO, %	Литература
1,564	1,9	41,2	Островский, Петров, 1940
1,586	2,7	41,6	Там же
1,591	2,8	41,2	"
1,590	3,3	39,9	Лицарев, 1961
1,590	3,9	40,1	Шмакин, 1961
1,590	4,1	38,8	Там же
1,593	4,5	38,5	"
1,594	4,5	38,9	Лицарев, 1961
1,577	4,6	39,4	Островский, Петров, 1940

Показатель преломления	Железистость	RO, %	Литература
1,589	4,6	38,9	Шмакин, 1961
1,630	4,6	28,0	Miyashiro, 1962
1,5740	4,6	46,2	Островский, Петров, 1940
1,588	4,6	44,5	Там же
1,5750	5,7	33,3	"
1,588	5,7	41,4	"
1,597	6,3	40,1	"
1,591	6,5	39,1	Лицарев, 1961
1,592	6,6	39,4	Там же
1,565	6,6	44,5	Островский, Петров, 1940
1,5795	6,7	42,0	Там же
1,5795	6,8	42,0	"
1,595	6,9	39,3	Шмакин, 1961
1,590	7,1	39,2	Лицарев, 1961
1,586	7,3	44,8	Островский, Петров, 1940
1,598	7,4	39,1	Там же
1,593	7,7	39,8	Лицарев, 1961
1,594	7,9	39,9	Островский, Петров, 1940
1,593	8,0	38,7	Там же
1,590	8,0	38,7	Островский, Петров, 1940
1,595	8,2	37,7	Лицарев, 1961
1,598	8,2	42,5	Островский, Петров, 1940
1,672	8,2	24,0	Hashimoto, 1962
1,585	8,5	38,3	Островский, Петров, 1940
1,5845	8,8	40,4	Там же
1,596	9,4	37,7	Шмакин, 1961
1,609	9,4	37,7	Галюк, 1957
1,596	9,4	38,8	Лицарев, 1961
1,623	9,4	38,8	Галюк, 1957
1,602	9,9	38,7	Лицарев, 1961
1,609	10,0	37,8	Галюк, 1957
1,600	10,2	39,2	Лицарев, 1961
1,599	10,3	31,6	Власов, Кутукова, 1960
1,580	10,3	39,4	Шмакин, 1961
1,594	10,3	38,8	Лицарев, 1961
1,626	10,9	37,9	Островский, Петров, 1940
1,606	11,7	39,1	Лицарев, 1961
1,594	11,3	38,8	Там же
1,612	11,8	37,8	Галюк, 1957
1,602	12,0	36,0	Там же
1,610	12,3	38,9	"
1,607	12,5	38,8	Лицарев, 1961
1,612	14,3	39,4	Галюк, 1957
1,592	13,0	41,2	Сердюченко, 1954
1,686	16,2	38,9	Там же
1,610	15,7	37,1	Островский, Петров, 1940
1,595	16,1	36,9	Там же
1,611	20,8	39,0	Лицарев, 1961
1,587	21,8	28,6	Гирич, 1952
1,608	22,7	39,3	Островский, Петров, 1940
1,592	27,0	37,2	Островский, Петров, 1940
1,620	29,6	37,0	Никитина, 1963
1,649	30,2	35,6	Лобач-Жученко, 1963
1,662	30,6	38,1	Белянкина, 1964
1,631	31,8	22,4	Островский, Петров, 1940
1,636	31,5	35,4	Там же
1,651	31,8	32,4	"

Показатель преломления	Железистость	RO, %	Литература
1,630	32,5	34,4	Островский, Петров, 1940
1,630	32,5	34,4	Там же
1,656	34,0	36,0	Шарман, 1935
1,610	35,1	35,0	Островский, Петров, 1940
1,645	35,4	36,5	Dudek, 1954
1,631	35,6	37,0	Глебова-Кульбах, 1963
1,638	37,2	32,8	Dudek, 1954
1,643	38,0	36,9	Никитина, 1963
1,661	38,9	32,3	Белянкина, 1964
1,601	39,8	19,3	Сердюченко, 1954
1,628	40,0	36,2	Никитина, 1963
1,723	40,0	23,0	Островский, Петров, 1940
1,672	42,2	25,6	Там же
1,686	42,5	33,3	Лобач-Жученко, 1963
1,720	42,5	23,0	Петров, Островский, 1940
1,645	42,6	32,6	Бондаренко, 1963
1,631	42,7	32,5	Великославинский, 1960
1,642	42,7	27,4	Островский, Петров, 1940
1,645	43,0	33,4	Никитина, 1963
1,632	43,8	33,6	Там же
1,650	44,0	35,9	Островский, Петров, 1940
1,628	44,1	34,4	Никитина, 1963
1,640	44,8	34,7	Лобач-Жученко, 1963
1,634	45,3	35,5	Дмитриева, 1962
1,644	45,5	31,8	Великославинский, 1960
1,643	46,6	24,6	Костюк, 1955
1,657	46,9	34,3	Островский, Петров, 1940
1,643	47,0	34,4	Никитина, 1963
1,606	48,4	33,6	Власов, Кутукова, 1960
1,654	48,4	34,6	Никитина, 1963
1,652	48,6	35,3	Дмитриева, 1962
1,645	48,8	31,2	Там же
1,650	49,1	26,3	Костюк, 1955
1,640	49,6	31,1	Островский, Петров, 1940
1,650	50,0	36,2	Там же
1,625	50,0	33,0	"
1,665	50,1	35,9	Шарман, 1935
1,6325	50,1	26,3	Боженко, Лиса, 1950
1,650	51,0	33,0	Протченко, Куц, 1962
1,668	51,9	34,6	Крылов, 1960
1,681	51,9	29,7	Белянкина, 1964
1,650	52,0	30,6	Дмитриева, 1962
1,647	52,1	28,8	Великославинский, 1960
1,620	52,4	25,3	Островский, Петров, 1940
1,643	52,6	33,0	Никитина, 1963
1,650	52,7	27,4	Бондаренко, 1963
1,640	52,8	33,7	Никитина, 1963
1,640	52,9	31,8	Островский, Петров, 1940
1,641	53,2	31,4	Никитина, 1963
1,646	53,5	35,7	Там же
1,653	53,7	30,3	Островский, Петров, 1940
1,638	53,9	30,5	Snelling, 1957
1,645	54	35,0	Протченко, Куц, 1962
1,650	54,1	29,5	Белянкина, 1964
1,638	54,4	34,1	Snelling, 1957
1,651	54,7	29,4	Великославинский, 1960
1,626	54,7	32,0	Snelling, 1957

Показатель преломления	Железистость	RO, %	Литература
1,650	54,7	33,8	Белянкина, 1964
1,620	54,7	29,0	Островский, Петров, 1940
1,643	55,3	29,9	Там же
1,625	56,1	31,7	Snelling, 1957
1,658	56,4	33,3	Дмитриева, 1962
1,641	56,6	29,4	Snelling, 1957
1,648	56,7	34,0	Никитина, 1963
1,656	56,8	30,2	Дмитриева, 1962
1,656	56,8	32,6	Там же
1,645	57,0	31,0	Протченко, Куц, 1962
1,660	57,1	28,1	Snelling, 1957
1,641	57,3	33,0	Там же
1,592	57,4	36,0	Лабунцов, 1939
1,654	57,5	32,6	Никитина, 1963
1,658	57,8	34,4	Островский, Петров, 1940
1,634	58,0	29,6	Там же
1,655	58,5	33,1	"
1,636	59,0	25,3	Трусова, 1956
1,635	59,0	31,9	O.von Klotting, 1960
1,661	59,2	33,9	Дмитриева, 1962
1,656	59,8	31,3	Островский, Петров, 1940
1,666	60,0	31,0	Протченко, Куц, 1962
1,674	60,5	35,0	Никитина, 1963
1,667	61,0	30,0	Протченко, Куц, 1962
1,667	61,0	31,1	Дмитриева, 1962
1,655	61,1	30,6	Островский, Петров, 1940
1,657	61,5	31,0	Там же
1,631	61,7	33,6	"
1,664	62,0	34,8	"
1,652	62,2	31,0	"
1,662	62,4	34,4	Дмитриева, 1962
1,643	62,4	32,9	Snelling, 1957
1,674	62,5	35,7	Островский, Петров, 1940
1,668	62,6	30,9	Dudek, 1954
1,640	62,7	30,8	Snelling, 1957
1,662	62,9	35,6	Крылов, 1960
1,664	63,0	27,7	Дмитриева, 1962
1,585	63,0	29,8	Dudek, 1954
1,665	63,4	31,6	Островский, Петров, 1940
1,686	64,0	32,0	Протченко, Куц, 1962
1,657	64,0	30,0	Там же
1,716	64,0	18,9	Островский, Петров, 1940
1,656	64,1	27,6	Завьялова, 1961
1,666	65,0	32,0	Протченко, Куц, 1962
1,662	65,0	31,0	Там же
1,661	65,0	29,0	"
1,653	65,0	32,0	"
1,629	64,7	24,3	Боженко, Лиса, 1950
1,644	66,5	25,0	Ревнов, 1968
1,677	67,2	33,7	Островский, Петров, 1940
1,68	67,4	25,7	Костюк, 1955
1,668	67,9	29,5	Дмитриева, 1962
1,648	63,5	24,2	Ревнов, 1968
1,664	68,5	33,1	Островский, Петров, 1940
1,6167	68,7	37,4	Там же
1,640	69,0	22,4	Ревнов, 1968
1,620	69,2	29,7	Там же

Показатель преломления	Железистость	RO, %	Литература
1,660	69,5	34,1	Никитина, 1963
1,670	70,0	33	Протченко, Куц, 1962
1,664	70,0	27,0	Там же
1,660	70,0	33,0	"
1,672	71,0	32,5	Шартап, 1935
1,672	71,9	27,7	Дмитриева, 1962
1,658	73,0	31,0	Протченко, Куц, 1962
1,672	73,9	28,0	Завьялова, 1961
1,620	74,0	22,0	Ревнов, 1968
1,636	76,6	22,3	Островский, Петров, 1940
1,671	75,7	36,6	Там же
1,652	75,8	29,0	"
1,682	77	34	Протченко, Куц, 1962
1,668	82,5	33	Lee, 1958
1,692	87,0	33	Протченко, Куц, 1962
1,67	87,5	27,7	Глебова-Кульбах, 1963
1,688	91,0	29	Протченко, Куц, 1962
1,636	92,2	25	Цыганов, 1954
1,664	93,4	31,6	Там же
1,688	94	33	Протченко, Куц, 1962
1,622	99,0	26	

Литература

- Боженко Г.М., Лиса Н.Е. К минералогии пегматитовых образований Западной Волыни. - Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4.
- Бондаренко Л.П. и др. Гранитоиды Кольского полуострова. - Труды ЛАГЕД АН СССР, 1963, ч.1, вып. 15.
- Великославинский Д.А. Изменение состава биотитов и гранатов из разных метаморфических зон Мамско-Бодайбинской толщи. - Труды ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 11.
- Власов К.А., Кутукова Е.И. Изумрудные копи. - Труды ИМГРЭ, 1960, № 89.
- Галюк В.А. Новые данные о геологии и минералогии Эмельджакского флогопитового месторождения. - Труды МГРИ, 1957, 31.
- Протченко А.П., Куц В.П. Железистость та показники заломлення біотит в різних гранітоїдів Українського кристалічного масиву. - Геол. ж., 1962, 22, вып.6.
- Ревнов Б.И. О взаимоотношениях биотита и мусковита в пегматитовых жилах. - В кн. "Материалы по минералогии Кольского полуострова", № 6. Изд-во "Наука", 1968.
- Сердюченко Д.П. Асбестовидный флогопит из Южной Якутии. - Докл. АН СССР, 1954, 97, № 1.
- Соболев В.С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. - Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4.
- Трусова Н.Ф. Парагенетический анализ кристаллических сланцев нижнего архея Кокчетавского массива. - Сов. геология, 1956, сб. 51.
- Цыганов Е.М. О литиевых слюдах из пегматитов Волыни. - Записки Всес. мин. об-ва, 1954, ч. 33, вып. 4.
- Шабынин Л.И. Еще раз о значении железистости фемических минералов. - Мин.сб. Львовск. геол.об-ва, 1958, № 12.
- Шмакин Б.М. Особенности минералогии и генеза Куронахских флогопитовых месторождений. Алданский район. - Труды МГРИ, 1961, 37.
- Щербаков И.В. О железистости биотитов из метаморфических пород. - Укр.геол.ж., 1965, 25, вып. 1.
- Ушакова Е.Н. Биотиты метаморфических пород, Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 87.

ОБ УПОРЯДОЧЕННОМ, СМЕШАННОСЛОЙНОМ ГИДРОФЛОГОПИТЕ (ГИДРОБИОТИТЕ) С ПЕРИОДОМ ПОВТОРЯЕМОСТИ 22,2 Å

Упорядоченный, смешаннослойный гидрофлогопит (гидробиотит) в воздушно-сухом состоянии с периодом повторяемости в 22,2 Å обнаружен при изучении гидратированных разностей магнезиальножелезистых слюд из вермикулитовых месторождений Сабутакское (Южный Урал) и Барчинское и Каратасское (Северный Казахстан).

Месторождения эти связаны с выходами слюдоносных ультраосновных и ультраосновных щелочных пород.

В районе месторождений и на близлежащих площадях развита нижнемезозойская кора выветривания, мощностью от единиц до ста и более метров.

С процессами наложения древнего выветривания связана гидратация первичных магнезиальножелезистых слюд указанных месторождений – переход их в гидрослюды (гидрофлогопиты, гидробиотиты) и вермикулит.

Вермикулит приурочен к самым верхам сохранившегося профиля выветривания. Ниже по разрезу он сменяется гидрофлогопитом (гидробиотитом), которые в свою очередь переходят в свежие неизменные слюды.

Наиболее распространены слюды промежуточных стадий гидратации, обычные гидрофлогопиты (гидробиотиты), состоящие из чередования исходных слюдяных – параметр С (001) $\approx 10,0 \text{ Å}$ – и вермикулитовых – параметр С (001) $\approx 14,4 \text{ Å}^1$ – пакетов, построенных по мотиву, близкому к АБАВ, – структура 24,4 Å.

Полностью гидратированные слюды – типичные вермикулиты встречаются реже. Среди них помимо обычных форм (вермикулиты с обменным магнием, параметр С (001) $\approx 14,4 \text{ Å}$) часто встречаются кальциевые (вермикулиты с обменным кальцием, параметр С (001) $\approx 14,8 \text{ Å}$) и натриевые (вермикулит с обменным натрием, параметр С (001) = $12,2 \text{ Å}$)² разности.

Химические составы этих вермикулитов показаны в табл. 1.

Характерная особенность натриевого вермикулита, по сравнению с магниевым и кальциевым – меньшая стабильность при обычных температурах и давлениях. При повышенной влажности за счет вхождения в межслоевые промежутки этого вермикулита второго слоя молекул воды, его межплоскостное расстояние С (001) увеличивается С 12,2 до 14,8 Å. Вермикулит этот набухает с этиленгликолем, увеличивая параметр С (001) до 17 Å (Бобров, Жигун, Токмаков, Эпельбаум, 1970, 1971).

Образцы гидрофлогопита (гидробиотита) в воздушно-сухом состоянии с периодом повторяемости в 22,2 Å встречены в участках развития натриевого вермикулита и под залежами последнего.

Выполненные исследования показали, что образцы гидрослюды со структурой в 22,2 Å являются упорядоченными смешаннослойными образованиями, состоящими из переслаивания через один элементарный "слой", пакетов флогопита (биотита) – параметр С (001) $\approx 10,0 \text{ Å}$ – и натриевого вермикулита – параметр С (001) = $12,2 \text{ Å}$; $10,0 \text{ Å} + 12,2 \text{ Å} = 22,2 \text{ Å}$. Образование это является разновидностью хорошо известной структуры с параметром С (001) = $24,4 \text{ Å}$ – гидробиотит (гидрофлогопит) Грюнера, также построенного по мотиву АВ АВ, но за счет чередования "слоев" обычного вермикулита с обменным магнием, у которого параметр С (001) $\approx 14,4 \text{ Å}$ и флогопита (биотита) – параметр С (001) = $14,4 \text{ Å} + 10,0 \text{ Å} = 24,4 \text{ Å}$ (Gruner, 1934).

Образцы со структурой в 22,2 Å в чистом виде встречаются редко. Обычно даже в отдельных тонких пластиночках слюды гидрослюда со структурой в 22,2 Å находится совместно с фазами натриевого вермикулита и флогопита или натриевого вермикулита.

Ниже в табл. 2, 3 приведены дифрактограммы двух подобных пластиночек слюды, последовательно снятых во влажном, в воздушно-сухом и вновь во влажном состояниях. В пластинках этих слюд наряду со структурой в 22,2 Å содержатся фазы натриевого вермикулита (табл. 2, 3) и флогопита (табл. 2).

¹Имеется в виду обычный вермикулит с обменным магнием.

²В воздушно-сухом состоянии.

Таблица 1

Химический состав флогопита и вермикулитов с обменными магнием, натрием и кальцием

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	41,48	33,28	37,15	36,21	34,65
TiO ₂	0,56	0,69	0,40	0,78	0,81
Al ₂ O ₃	11,05	13,00	12,55	12,11	10,52
Fe ₂ O ₃	1,30	6,49	9,23	9,68	10,03
FeO	6,81	0,28	0,82	0,81	0,52
MnO	0,25	Сл.	0,01	0,01	0,03
MgO	24,54	24,75	24,46	20,48	21,30
CaO	0,43	0,65	0,15	2,10	3,17
K ₂ O	9,48	Сл.	0,16	0,89	0,45
Na ₂ O	0,20	Сл.	4,29	3,93	1,82
H ₂ O ⁺	2,02	10,21	5,83	6,01	6,36
H ₂ O ⁻	0,11	10,52	7,74	6,90	8,83
CO ₂	-	-	0,10		
F ₂	3,20	0,50	-	0,41	
Сумма	101,84	100,25	99,99	100,32	99,92
O = F ₂	1,34	0,20	-	0,17	-
Сумма	100,46	100,06	99,99	100,15	99,92

1 - флогопит, Булдымское месторождение; 2 - вермикулит с обменным магнием, Ковдорское месторождение; 3 - вермикулит с обменным натрием; 4 - вермикулит с обменным натрием, Барчинское месторождение; 5 - вермикулит с обменным кальцием и натрием, Барчинское месторождение.

Как видно из данных табл. 2, 3, в отличие от гидробиотита (гидрофлогопита) Грюнера структура с периодом повторяемости в 22,2 Å менее стабильна. Величина ее параметра С (001) \approx 22,2 Å характерна только для воздушно-сухого состояния (табл. 2, графы 2, 6, табл. 3, графа 2). В условиях повышенной влажности, при выдержке в воде или над водой, структура эта, за счет разбухания в ней "слоев" натриевого вермикулита с 12,2 до 14,4 Å дает период повторяемости в 24,4 Å (табл. 2, графы 1, 3, табл. 3, графы 3) и может быть принята за хорошо известную структуру в 24,4 Å - гидробиотит (гидрофлогопит) Грюнера. Однако даже небольшое нагревание образцов с подобной структурой до 30-35° С- или выдержка их в эксикаторе над серной кислотой в течение суток, за счет обратного сжатия в ней элементарных слоев натриевого вермикулита до 12,2 Å, преобразует ее вновь в структуру с периодом повторяемости в 22,2 Å (табл. 2, графы 2, 6; табл. 3, графа 3)

Подобным же образом ведет себя в исследованных пластинках слюды и фаза натриевого вермикулита. Ее параметр С (001) в зависимости от влажности среды колеблется от 12,2 до 14,8 Å (табл. 2, графы 1-3; табл. 3).

Химическое исследование указанных и других образцов слюд со структурой в 22,2 Å во всех случаях показало хорошее соответствие между рентгеновскими фазовым составом этих образцов и их химизмом (табл. 4).

Таблица 2

Дифрактограммы пластинки слюды, содержащей фазу $22,2 \text{ \AA}$ натриевого гидрофлогопита

№ п/п	1		2		3		4	5	6	7	8
	l	d	l	d	l	d					
1	5	23,50			8	24,41	001				
2			2	21,98				001			
3	25	14,35			100	14,48			001		
4	36	11,91			31	12,04	002				
5			34	11,95						001	
6			45	10,92	13	11,16		002			
7	9	10,02	18	9,98	2	9,95					001
8	4	8,19	2		2	8,19	003				
9	4	7,31			6	7,37			002		
10	18	4,94			11	4,94	005		003		
11			3	4,01							003
12					1	4,11	006				
13	29	3,70			31	3,70			004		
14	27	3,52			10	3,53	007				
15	10	3,33	17	3,30	6	3,30					003
16			63	3,17				007			
17	42	3,11			19	3,13	008				
18			100	3,02							004
19	100	2,96			100	2,97			005		
20	8	2,71			4	2,74	009				
21			9	2,75				008			
22	6	2,48			2	2,48	0010				
23			5	2,47				009			
24			1	2,41							005
25			1	2,22				0010			
26					10	2,12			007		
27					4	2,06	0012				
28					3	2,02	0011				
29			45	2,01							006
30					2	1,858					
31			9	1,512							008
32			2	1,476							
33			3	1,345							

1 - во влажном состоянии; 2 - в воздушно-сухом состоянии (после нагревания до 30-35%-1 час); 3 - после выдержки в эксикаторе над водой - 1 сутки; 4 - фаза натриевого гидрофлогопита в гидратированном состоянии; 5 - фаза натриевого гидрофлогопита в воздушно-сухом состоянии; 6 - фаза натриевого вермикулита в гидратированном состоянии; 7 - фаза натриевого вермикулита в воздушно-сухом состоянии; 8 - фаза флогопита.

Приведенные данные рентгеновского и химического исследований образцов гидрослюд, содержащих структуру в $22,2 \text{ \AA}$, не оставляют сомнения в образовании последней за счет чередования в ней по мотиву АБ АБ элементарных пакетов натриевого вермикулита и флогопита (биотита). Характерным при этом является то, что способность к разбуханию решетки по оси С, свойственная натриево-вермикулиту как таковому, сохраняется и у элементарных пакетов этого "вермикулита", образующего смешаннослойные постройку по мотиву АБ АБ с элементарными пакетами "флогопита" (биотита).

Таблица 3

Дифрактограммы пластинки слюды, содержащей фазу 22,2 Å натриевого гидрофлогопита

№ п/п	1		2		3		4	5	6	7
	l	d	l	d	l	d	00l			
1					18	23,64	001			
2	4	21,55	6	21,55				001		
3			36	14,34	50	14,40			001	
4					47	12,20	002			
5	43	11,946								001
6	42	10,915	30	11,36	42	11,30		002		
7	1	7,32						003		
8			7	7,32	3	7,42			002	
9					8	4,94	005			
10			12	4,90	8	4,94			003	
11	2	3,99								003
12			37	3,66	26	3,69			004	
13					22	3,52	007			
14					44	3,05	008			
15	54	3,17	30	3,12	30	3,15		007		
16	100	3,01								004
17			100	2,96	100	2,97			005	
18					9	2,73	009			
19	9	2,75	7	2,76	5	2,74		008		
20					5	2,48	0010			
21	4	2,46	2	2,45	3	2,45		009		
22	2	2,41								005
23	1	2,22						0010		
24			10	2,10	9	2,11			007	
25					10	2,06	0012			
26	26	2,02	10	2,05	10	2,02		0011		
27			2	1,851					008	
28	7	1,519								
29	2	1,477								
30	3	1,365								

1 - в воздушно-сухом состоянии; 2 - после выдержки в эксикаторе над водой 1 сутки; 3 - после выдержки в эксикаторе над водой 3 суток; 4 - фазы натриевого гидрофлогопита в гидратированном состоянии (структура 24,8 Å); 5 - фаза натриевого гидрофлогопита в воздушно-сухом состоянии (структура 22,2 Å); 6 - фаза натриевого вермикулита в гидратированном состоянии (структура 14,8 Å); 7 - фаза натриевого вермикулита в воздушно-сухом состоянии (структура 12,2 Å).

Способность структуры в 22,2 Å и фазы натриевого вермикулита к разбуханию с этиленгликолем заставляет более осторожно подходить к диагностике монтмориллонита как такового и как составной части смешаннослойных построек, только по эффекту набухания с этиленгликолем.

Образцы натриевого вермикулита, а также смешаннослойные образования натриевого вермикулита с флогопитом (биотитом) по мотиву, близкому к АБ АБ (структура 22,2 Å), были встречены только в верхних горизонтах кор выветривания изученных месторождений.

Предпринятое химическое исследование слюд из разных горизонтов кор выветривания этих месторождений показало сравнительно быстрое убывание в них с глубиной обменного натрия и замена его обменным магнием, т. е. роль натрия

Таблица 4

Химизм и рентгеновский фазовый состав исследованных образцов и образцов вермикулита с обменным магнием и натрием

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	33,28	37,15	33,29	-	36,30	-	34,90
TiO ₂	0,64	0,40	0,65	-	0,65	-	0,95
Al ₂ O ₃	13,00	12,55	11,82	-	13,80	-	14,23
Fe ₂ O ₃	6,43	9,23	9,46	-	12,66	-	9,64
FeO	0,28	0,82	Сл.	-	0,31	-	3,52
MnO	Сл.	0,01	0,01	-	0,03	-	-
MgO	24,75	21,46	22,27	-	14,95	-	17,22
CaO	0,65	0,15	3,12	-	1,97	-	3,30
K ₂ O	Сл.	0,16	0,58	4,81	1,56	2,84	5,05
Na ₂ O	"	4,29	2,28	1,57	2,17	2,00	0,50
H ₂ O ⁺	10,21	5,93	6,33	-	6,90	-	7,18
H ₂ O ⁻	10,52	7,74	9,26	-	8,29	-	3,33
CO ₂	-	0,10	0,85	-	0,07	-	-
F	0,50	-	0,47	-	0,21	-	-
Сумма	100,26	99,99	100,37	-	99,91	-	100,20
O = F ₂	0,21	-	0,19	-	0,08	-	-
Сумма	100,05	99,99	100,18	-	99,83	-	100,20

Рентгеновский фазовый состав

В(об. Mg)	В(об. Na)	В(об. Na)+ +В(об. Ca)	ГФ(об. Na)	ГФ(об. Mg)+ +В(об. Na)	ГФ(об. Na)+ +В(об. Ca)Ф	В(об. Na)+ +В(об. Cu)
-----------	-----------	--------------------------	------------	---------------------------	----------------------------	--------------------------

В(об. Mg) - вермикулит с обменным магнием с (001) = 14,42 Å, Ковдор; В(об.

Na) - вермикулит с обменным натрием с (001) = 12,2 Å, Каратесс; В(об. Ca) - вермикулит с обменным кальцием с (001) = 15,8 Å, Барчи; ГФ(об. Na) - гидрофлогопит с обменным натрием с (001) = 22,2 Å; ГФ(об. Mg) - гидрофлогопит с обменным магнием с (001) = 24,4 Å; Ф - флогопит с (001) = 10,0 Å. 1 - вермикулит с обменным магнием, Ковдор, обр. 7034; 2 - вермикулит с обменным натрием, Каратес, обр. 504; 3 - вермикулит с обменным натрием и кальцием, Барчи, обр. 839; 4 - гидрофлогопит с обменным натрием, Сабутакс, обр. 1 магн.; 5 - гидрофлогопит с обменным натрием, пластинка 1, обр. 325, Сабутак; 6 - гидрофлогопит с обменным натрием, пластинка 2, обр. 49-к-66, Барчи; 7 - гидрофлогопит с обменным магнием, Сабутак, обр. 377-65.

как обменного иона в этих слюдах, вверх по разрезу кор выветривания увеличивается, а магний уменьшается (табл. 5). Не исключена возможность, что натриезация исследованных слюд является процессом, наложенным на гидрослюды с обменным магнием.

Таблица 5

Характер убывания обменного натрия в гидрослюдах Барчинского и Сабутакского месторождений вермикулита с глубиной от дневной поверхности

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	36,21	33,29		35,45				36,30		
TiO ₂	0,28	0,65		1,25				0,65		
Al ₂ O ₃	12,11	11,82		11,69				13,80		
Fe ₂ O ₃	9,68	9,46		17,09				12,66		
FeO	0,81	Сл.		1,50				0,36		
MnO	0,01	0,01		0,02				0,03		
MgO	20,48	22,27		17,45				14,95		
CaO	2,10	3,12		1,47				1,97		
K ₂ O	0,89	0,58	5,60	5,96	0,36	7,85	8,16	1,56	4,10	5,05
Na ₂ O	3,83	2,28	0,55	0,32	0,86	0,28	0,19	2,17	0,77	0,50
H ₂ O ⁺	6,01	6,33		5,64				6,90		
H ₂ O ⁻	6,90	9,24		2,18				8,29		
CO ₂	-	0,85		-				0,07		
F	0,41	0,47		0,35				0,21		
Сумма	100,32	100,37		100,27				99,91		
O = F ₂	0,17	1,19		0,14				0,08		
Сумма	100,15	100,18		100,13				99,83		

1-7 - Барчинское месторождение вермикулита: 1 - (обр. 817) в 1,5 м от дневной поверхности, 2 - (обр. 839) в 5 м от дневной поверхности, 3 - (обр. 841) в 12 м от дневной поверхности, 4 - (обр. 843) в 18 м от дневной поверхности, 5 - (обр. 170) в 19 м от дневной поверхности, 6 - (обр. 176) в 37 м от дневной поверхности; 7 - (обр. 179) в 42 м от дневной поверхности; 8-10 - Сабутакское месторождение вермикулита.

Подобно гидробиотиту (гидрофлогопиту) Грюнера, образцы со структурой в 22,2 Å наиболее часто встречаются в ассоциации с натриевым вермикулитом и непосредственно под залежами последнего.

В заключение следует отметить, что выявленные весьма существенные различия (разные параметры С, неоднозначная стабильность и пр.) между гидробиотитами (гидрофлогопитами) с обменным натрием и магнием, вероятно, целесообразно подчеркивать в названии и говорить о гидробиотите (гидрофлогопите) с обменным натрием для изученной нами разновидности и гидробиотите (гидрофлогопите) с обменным магнием для разновидностей, идентичных описанным Грюнером (Gruner, 1934).

Литература

Gruner J.W. Vermiculite and hydrobiotite structures. - Amer. Min., 1934, 19.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ КАЧЕСТВА СЫРЬЯ ВЕРМИКУЛИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С УЛЬТРАОСНОВНЫМИ ПОРОДАМИ

Вермикулит долгое время оставался у нас в стране новым, малоосвоенным в народном хозяйстве сырьем. Потребности в нем полностью удовлетворялись за счет разработки единственного и небольшого по запасам Булдымского месторождения. Интенсивное изучение и промышленное освоение вермикулитовых месторождений начато только в 60-х годах текущего столетия. Поэтому вермикулит сейчас очень ограниченно применяется лишь в строительстве в качестве легковесного наполнителя и в производстве изоляции различного технологического оборудования. Но потребности в нем неуклонно растут, а области применения расширяются.

В результате обобщения материалов поисковых и разведочных работ, изучения геологических, минералого-петрографических особенностей и условий образования известных отечественных месторождений, а также обработки данных по зарубежным месторождениям вермикулита выявилось их генетическое многообразие. Это привело к необходимости создания сначала схематической (Боровиков, Львова, 1960), а в дальнейшем неоднократно уточнявшейся и дополнявшейся классификации этих месторождений (Львова, 1971; Львова и др., 1971).

В соответствии с последним вариантом классификации, месторождения вермикулита, связанные с ультраосновными породами, относятся к I и II генетическим типам. Месторождения этих двух типов существенно отличаются друг от друга по условиям образования и особенностям геологического строения, что находит выражение в их разных масштабах и разном качестве вермикулитового сырья.

Месторождения вермикулита I типа в ультраосновных породах областей тектонической стабилизации

Месторождения I типа генетически связаны с формацией ультраосновных-щелочных пород, среди которых располагаются в оливинитах, дунитах, пироксенитах, перидотитах и в меньшей мере - в ийолит-мельтейгитах. Все эти породы содержат основные, необходимые для образования слюд компоненты, за исключением K и Al, которые приносятся щелочными растворами, имеющими общий источник с ультрабазитами.

Геолого-структурная позиция массивов ультраосновных-щелочных пород определяется приуроченностью их к глубинным разломам, пересекающим тектонически стабильные блоки земной коры (щиты, платформы, срединные массивы, области завершённой складчатости) или проходящим по границе их со складчатым обрамлением. В пределах этих структур массивы располагаются обычно группами, образуя провинции. В настоящее время известно около десяти таких провинций. Подавляющее большинство их находится на щитах - Карело-Кольская, Алданская, Западно-Американская, Восточно-Африканская с крупнейшими в мире месторождениями вермикулита, такими как Ковдорское, Инаглинское, Либби и Лулекоп. С глубинными разломами в пределах срединных массивов связаны крупные месторождения - Красномайское и Барчинское - в Кокчетавской провинции. В консолидированной складчатой области (в южной приосевой части Главного антиклинория Сихотэ-Алиня) располагается также крупное Кокшаровское месторождение. Проявления вермикулита установлены, но не изучены в ряде массивов ультраосновных-щелочных пород Сетте-Дабанской провинции, локализующихся в зоне разлома на границе Алданского щита с Монголо-Охотским складчатым поясом (Арбарастахский и Кондерский массивы).

Наличие и активизация глубинных тектонических зон (как реакция жестких блоков на орогенические движения в соседних складчатых областях) являются необходимым условием появления комплексных массивов ультраосновных-щелочных пород.

Проявления ультраосновного-щелочного магматизма охватывают период времени от докембрия и доныне. Однако месторождения первичных (флогопита) и вторичных слюд (вермикулита) связаны только с наиболее древними комплексами, сформировавшимися в связи с байкальским, каледонским, герцинским и киммерийским этапами орогенеза и характеризующимися наиболее полным набором пород, начиная от ультраосновных и кончая карбонатами и постмагматическими образованиями.

Основные концентрации промышленно ценного маложелезистого флогопита¹ появляются в стадию постмагматического метасоматоза (автометасоматоза) ультраосновных пород. Более железистый флогопит Ковдорского месторождения В.И. Терновой связывает с замещением оливинитов в процессе метасоматоза магматической стадии (Терновой и др., 1969). Те и другие слюды в коре выветривания являются прекрасным исходным материалом для образования вермикулита и высококачественного гидрофлогопита. Последний возникает также за счет флогопита ослюдененных щелочных пород турьянитов и йолит-якупирангитов.

Между составом вермикулитов, первичных слюд и исходных пород существует прямая зависимость. Так, наименее железистые слюды ($f_m = 9-15\%$) образуются по оливинитам, дунитам и перидотитам массивов Ковдорского, Инаглинского и Лулекоп. Исключением являются слюды апооливинитовых метасоматитов магматической стадии Ковдора ($f_m = 17-25\%$). Для пироксенитов в зависимости от их железистости характерен флогопит с $f_m = 15-35\%$ (месторождения Вуори-Ярви, Себляврское, Африканда, Лулекоп, основная масса слюд Кокшаровского, Барчинского и Красномайского месторождений) и биотит с $f_m = 35-53\%$ (три последних месторождения, особенно казахстанские). Биотитами также представлены слюды щелочных пород Салланлатвинского месторождения ($f_m = 42\%$).

Как было показано нами ранее (Дьяконов и Львова, 1967; Львова и Дьяконов, 1969), степень вермикулитизации магнезиально-железистых слюд зависит (помимо достаточно интенсивно проявленного выветривания) от их фтористости и железистости, в частности от содержания в них Fe^{2+} . По содержанию F слюды почти всех месторождений рассматриваемого типа являются малофтористыми ($F = 0,00-0,95\%$), кроме Кокшаровского, где, наряду с лишенными фтора, отмечаются флогопиты с $F = 1,78\%$ (Залишак, 1969). В соответствии с этим месторождения вторичных слюд в оливинсодержащих ультраосновных породах представлены преимущественно типичным вермикулитом и гидрофлогопитом высокого качества (с 50% вермикулитовых слоев).

Высококачественными, существенно гидрофлогопитовыми являются также месторождения в пироксенитах, из которых наименее железистые содержат гидрофлогопит с 50% и 30-50% вермикулитовых слоев, а более железистые - гидробиотит, в котором не больше 30% вермикулита (часть гидрослюд Барчинского и Красномайского месторождений, Ефимов и Косинцева, 1968). На Кокшаровском месторождении, наряду с высококачественными гидрофлогопитами, были встречены также содержащие не больше 5-10% вермикулита (Львова и Дьяконов, 1969). По всей вероятности, такие гидрофлогопиты возникли за счет слюд с повышенной фтористостью.

Количественные соотношения слюдяных и вермикулитовых слоев были определены Ю.С. Дьяконовым по разработанной им методике (Дьяконов, 1964) в ходе рентгенографического изучения образцов Ковдорского, Кокшаровского, Барчинского и Красномайского месторождений, так же как и состав и относительные количества обменных катионов, заместивших К слюд в процессе вермикулитизации. В вермикулитах и гидрофлогопитах первых двух месторождений обменные катионы представлены Са или Mg, иногда тем и другим в варьирующих соотношениях. Для Барчинского и Красномайского месторождений Mg не характерен; здесь аналогичную ему позицию занимает Na, иногда являющийся, как и Са, единственным обменным катионом.

¹ Нами вслед за Л.И. Шабыниным (1958) слюды с общей железистостью (f) до 15% отнесены к флогопитам, с f_m от 15 до 35% - к железистым флогопитам и с f_m свыше 35% - к биотитам.

Знание состава и количеств обменных катионов существенно дополняет характеристику свойств вермикулитов и гидрослюдов, определяющих возможности применения их в различных областях народного хозяйства. В частности, заслуживают внимания следующие особенности гидратированных слюдов, на которые указывает А. П. Афанасьев (1970).

1. Общее содержание H_2O в них зависит от состава и количества обменных катионов; оно является максимальным в вермикулитах, содержащих наиболее крупный Ca -катион.
2. Обменный катион оказывает влияние и на температуру выделения воды, и на характер отщепления групп (OH) , наиболее прочно удерживает гидратную оболочку Mg .
3. В зависимости от состава обменных катионов, наряду с другими свойствами вермикулитов, меняется и их удельный вес (например, от Mg -вермикулита к Ca -вермикулиту от 2,37 до 2,65 г/см³).

Месторождения вермикулита II типа в ультраосновных породах геосинклинальных (складчатых) областей

Месторождения II типа приурочены к ультраосновным породам дунитгарибургитовой и дунит-пироксенит-габбровой формаций, ассоциирующимся с более поздними, генетически самостоятельными кислыми интрузиями. Гипербазиты этих формаций являются производными ранних этапов развития геосинклинали. Формирование их связано с глубинными разломами, возникающими в одних случаях в ходе складчатости, завершающей осадконакопления первого ритма, в большинстве других – с более поздними. Разломы могут проявляться либо во внутренних областях геосинклиналей (по границам прогибов и поднятий), либо по границам разновозрастных складчатых зон, либо в местах сочленения геосинклинальных и складчатых областей со срединными массивами и выступами архейского фундамента. Большинство этих разломов являются разломами длительного развития, контролирующими разнообразную магматическую деятельность на протяжении геологической истории регионов.

Интрузии гипербазитов, приуроченные к глубинным разломам, образуют пояса планетарные или пояса первого порядка (Тихоокеанский, Средиземноморский, Урало-Сибирский и Аппалачский) и внутри них – многочисленные региональные, второго порядка.

Ослюденение гипербазитов наблюдается в районах развития ультраметаморфизма и гранитоидного магматизма. Последний, в отличие от ультраосновного магматизма, проявляется в средние и поздние этапы развития геосинклиналей или в стадию активизации и не обнаруживает каких-либо признаков генетической связи с глубинной магмой. При этом интенсивность ослюденения находится в прямой зависимости от щелочности гранитов и связанных с ними растворов и от соотношения в них K и Na .

В районах гранитизации, занимающей обычно антиклинорные области в пределах поднятий, ослюденение гипербазитов имеет широкое распространение (провинция Западно-Приазовская, Волынская, Побужская, Средне-Уральская, Восточно-Саянская, Чешская, Болгарская, Южно-Аппалачская, Восточно-Африканская, Индийская, Японская, Западно-Австралийская), но в этих случаях редко возникают крупные месторождения. Это связано, вероятно, с еще достаточно большой пластичностью гнейсово-сланцевого субстрата, вмещающего тела гипербазитов, вследствие чего в них не возникали расколы, и было затруднено проникновение растворов на больших площадях. С другой стороны, причина могла заключаться в сравнительно невысокой концентрации в растворах щелочей и прежде всего K , необходимого для образования слюды.

Более интенсивное ослюденение развивается в ультраосновных породах в связи с трещинными интрузиями гранитов, в местах интенсивной раздробленности пород, возникающей, как известно, в условиях жесткой среды. Формирование таких интрузий относится в большинстве случаев к концу позднеорогенной стадии развития геосинклиналей. Активность и реакционноспособность трещинных интрузий обусловлена, вероятно, особенностями состава поздних расплавов и тектони-

ческими условиями становления этих интрузий. Породы, слагающие трещинные интрузии, являются, по-видимому, производными остаточных расплавов глубоких магматических очагов, для которых характерно повышенное содержание щелочей, в первую очередь К, и летучих компонентов. Это доказывается интенсивным развитием в подобных гранитах процессов аутометасоматоза, а также присутствием нередко обильного флюорита, а в контактирующих с ними гипербазитах — высокофтористых слюд (Булдымское месторождение, Изумрудные Копи).

Кроме рассмотренных выше примеров ослюденения ультраосновных пород, оно имеет место также в экзоконтактных зонах крупных позднеорогенных батолитических массивов нормальных плагиомиоклиновых гранитов, располагающихся обычно в ядрах брахиантиклинальных структур. По интенсивности своего проявления этот тип ослюденения занимает промежуточное положение между наблюдающимся в районах гранитизации и в экзоконтактных ореолах трещинных интрузий. Примерами его являются участки ослюденения гипербазитов в связи с гранитными массивами восточного склона Урала (Джабык-Карагайским и др.).

В некоторых случаях связь ослюденения ультраосновных пород с гранитоидами является менее очевидной, как, например, на Субутокском месторождении. Здесь по ряду косвенных геологических признаков ослюденение пироксенитов, вероятно, следует связывать с гранитами Кацбахского массива, внедрившимися в нетипичных для гранитов условиях, в относительно слабо метаморфизованные породы, в пределах Тагило-Магнитогорского синклинория.

Во всех случаях наличие вермикулитовых месторождений в гипербазитах геосинклинальных областей определяется в зависимости от пространственного совмещения этих пород с полями гранитизации или с батолитовыми и трещинными интрузиями плагиомиоклиновых и микроклиновых (лейкократовых или аляскитовых) гранитов. При этом перспективными в отношении интенсивности и масштабов ослюденения являются зоны долгоживущих разломов, к которым часто приурочены как ранние интрузии гипербазитов, так и поздние тела субщелочных гранитов. Слюдяная минерализация этого типа обычно сопутствует рудопроявлениям изумруда, берилла, тантала, ниобия, олова, молибдена, лития и фтора. Однако характерная для части слюд таких месторождений повышенная фтористость (до 2% F в Изумрудных Копях и до 3,63% на Булдымском месторождении) служит препятствием для повсеместного развития в них полной вермикулитизации.

С точки зрения наличия высококачественного вермикулитового сырья более благоприятны небольшие по запасам месторождения, распространенные в районах гранитизации и в экзоконтактных ореолах массивов нормальных гранитов. В этих случаях возможна пространственного совмещения ультраосновных и кислых пород, относящихся к одному и тому же геосинклинальному циклу, является меньшей, так как они располагаются в разных структурных зонах. Она реализуется главным образом при размещении гипербазитовых массивов вдоль нарушений, оперяющих глубинные разломы и проникающих в области поднятий. Эта вероятность повышается в районах неоднократного геосинклинального развития и интенсивной гранитизации пород предшествующих циклов. Преимущественно этим, вероятно, и объясняется такое широкое развитие вермикулитовых месторождений в областях гранитизации (Уральская, Аппалачская провинции и др.). Характерными минералогическими особенностями этих месторождений и проявлений является невысокая фтористость слюд и парагенезис их с корундом и антофиллит-асбестом.

Проявления ультраосновного и гранитоидного магматизма известны, так же как и ультраосновного-щелочного, от докембрия и до настоящего времени. Но возникновение крупных концентраций исходных для вермикулита магнезиально-железистых слюд характерно только для древних эпох — докембрийской и палеозойской.

Состав слюд, как и масштабы ослюденения, в месторождениях рассматриваемого типа определяется составом не только гипербазитов, но и пород, с которыми связаны слюдообразующие растворы. Последние оказывают влияние главным образом на содержание в слюдах F, которое является повышенным, как уже отмечалось, в связи с лейкократовыми и аляскитовыми гранитами трещинных интрузий. По железистости слюды гипербазитов отвечают флогопитам, аналогич-

ным таковым в комплексах ультраосновных-щелочных пород: $f_m = 10-26\%$ (редко выше) для слюд из оливинсодержащих гипербазитов и $f_m = 30\%$ для слюд из пироксенитов. Однако эти флогопиты не находят практического применения вследствие своей мелкочешуйчатости. Промышленную ценность имеют лишь концентрации гидратированных слюд в коре выветривания. Среди них широким развитием пользуются типичные вермикулиты (главным образом на Андреевском месторождении в Западном Приазовье) и гидрофлогопиты с 30 - 50%-ным содержанием вермикулитовых слоев. Более низкая степень гидратации характерна для высокофтористых слюд Изумрудных Копей и Булдымского месторождения, где широко распространены гидрофлогопиты с 5, 10, 15, 20, 30% вермикулитовых слоев.

В качестве обменных катионов в вермикулитах и гидрофлогопитах установлены на Булдымском и Субутакском месторождениях Mg, на последнем иногда с примесью Ca, на Андреевском - наряду с Mg и Ca, также Na.

Заключение

В ходе изучения геологических, петрографических и минералого-химических особенностей вермикулитовых месторождений, связанных с ультраосновными породами платформенного типа и геосинклинальных (складчатых) областей, выявлены основные черты их сходства и различия, которые могут быть положены в основу их промышленной оценки.

Условия образования и закономерности размещения месторождений вермикулита обусловлены двумя группами факторов - эндогенных и экзогенных. Первые из них определяют локализацию концентраций первичных слюд. Они различны для месторождений рассмотренных типов, но среди них имеется и некоторая общность. Различия заключаются в разной геолого-структурной позиции месторождений I и II типов, в разном составе пород, с формированием которых связаны слюдообразующие растворы, разном характере связи этих пород с первичными ультраосновными породами и разном составе исходных для вермикулита слюд. Общим является приуроченность месторождений того и другого типа к близким по составу ультраосновным породам, располагающимся в зонах глубинных разломов и оперяющих их трещин, в большинстве своем среди глубокометаморфизованных кристаллических пород.

Экзогенными факторами обусловлена приуроченность вермикулитовых месторождений к корам выветривания.

Интенсивность и масштабы гидратации первичных слюд, а, следовательно, и масштабы месторождений, и качество вермикулитового сырья определяются при этом благоприятным сочетанием экзогенных и эндогенных факторов. Главными из них являются полное развитие профиля коры выветривания (сунгулитовой или каолинитовой), сохранность, по крайней мере, средних его зон (вермикулитовой и гидрофлогопитовой), наличие интенсивной тектонической нарушенности пород, способствующей формированию линейных кор выветривания, и большие площади ослюденелых ультраосновных пород с благоприятным составом исходных слюд (в частности, малое содержание в них Fe^{2+} и F), обеспечивающим их совершенную вермикулитизацию.

По совокупности всех этих данных основное различие в промышленной ценности вермикулитовых месторождений I и II типов сводится к различию в их масштабах. По запасам сырья многие месторождения I типа являются уникальными (Ковдорское, Лулекоп, Либби), большинство остальных принадлежит к категории крупных и средних, тогда как преобладающая часть месторождений II типа являются мелкими.

На основании химического состава первичных слюд и минерального состава продуктов их гидратации устанавливается довольно сходное качество сырья вермикулитовых месторождений рассмотренных типов. Основу его составляет в большинстве случаев типичный вермикулит и гидрофлогопит с 30 - 50% вермикулитовых слоев. Гидрофлогопит более низкой степени гидратации (с 20, 10 и 5% вермикулитовых слоев), образующийся за счет слюд с повышенной фтористостью, встречается как исключение на месторождениях I типа. Он не отмечается совсем

на месторождениях II типа, связанных с явлениями гранитизации или нормальными плагиомикроклиновыми гранитами, но является обычным для месторождений, ассоциирующихся с субщелочными лейкократовыми или аляскиотовыми гранитами.

При практическом целенаправленном использовании вермикулитовых руд следует дифференцировать их также по составу и количеству обменных катионов (в вермикулитсодержащих минералах), определяющих количество и прочность связи воды и связанные с этим масштабы вслушивания.

Литература

- Афанасьев А.П. О зависимости свойств вермикулита от состава обменных катионов. - Записки Всес. мин. об-ва, 2-я серия, 1970, ч.99, вып.3.
- Боровиков П.П., Львова И.А. Типы месторождений вермикулита и их промышленное значение. - Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1962, № 55.
- Дьяконов Ю.С. Рентгенографическое определение смешаннослойных минералов (гидробитов), промежуточных между биотитом и вермикулитом. - Рентгеногр. мин. сырья, 1964, № 4.
- Дьяконов Ю.С., Львова И.А. О превращении триоктаэдрических слюд в вермикулит. - Докл. АН СССР, 1967, 175, № 2.
- Ефимов И.А., Косинцева Л.Г. Апатит, слюды, гидрослюды и вермикулит в массивах красномайского ультраосновного щелочного комплекса (Северный Казахстан). Алма-Ата, Изд-во "Наука", 1968.
- Залищак Б.Л. Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород (Южное Приморье). Изд-во "Наука", 1969.
- Львова И.А., Дьяконов Ю.С. Минералогические особенности вермикулитового сырья месторождений СССР как критерий оценки их качества. Л., изд-во "Наука", 1969.
- Львова И.А. Типы месторождений вермикулита СССР и условия их образования. - В кн. "Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых". Л., 1971.
- Львова И.А., Боровиков П.П., Дядькина И.Я. Региональные и локальные закономерности размещения месторождений вермикулита. Л., 1971.
- Терновой В.И., Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И. Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Л., изд-во "Недра", 1969.
- Шабынин Л.И. Еще раз о железистости фемических минералов. - Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЕРМИКУЛИТА МУГОДЖАР

К настоящему времени на территории Казахстана известно несколько месторождений вермикулита промышленного значения: на юге, в Чимкентской области – Кулантауское месторождение с запасами 400 тыс. т; на севере, в Кокчетавской области – Барчинское с запасами 650 тыс. т, на западе, в Мугоджарах – Каратасское с общими запасами около 1 млн. т и Бугетысайское комплексное вермикулит-антофиллит-асбестовое с запасами вермикулита около 150 тыс. т.

Месторождения в Мугоджарах связаны с метаморфизованными протерозойскими ультрабазитами Восточно-Уральского поднятия, объединяющего Мугоджарский и Текельдытауский мегантиклинории. Образования доуралид Текельдытауского мегантиклинория, представленные биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, кварцитами субмеридионального или северо-восточного простирания с падением на юго-восток под углом $80-86^\circ$, являются вмещающими породами для Каратасского серпентинитового массива.

Каратасский массив – крутопадающее линзообразное тело длиной 2,5 км, мощностью 0,4–0,5 км. В северо-западном, северном и северо-восточном направлениях массив пересекается серией даек габбро-амфиболитов. Вдоль юго-восточного контакта широко развиты крупные и мелкие пегматитовые жилы (фиг. 1, 2).

Массив имеет концентрически-зональное строение. Ядро, сложенное серпентинитами, окаймляется пироксенитами мощностью от 1–2 до 5–7 м. Шлировые обособления пироксенитов и маломощные жилоподобные тела северо-западного направления располагаются также в центральных частях массива. Контакты их с серпентинитами четкие. Иногда краевые части массива и крупные отторженцы серпентинитов в экзоконтакте превращены в тальк-хлорит-актинолитовые породы. Самой внешней зоной являются слюдистые метасоматиты, мощность которых колеблется от 10–15 м на севере до 80–100 м на юге и юго-востоке. Контакты их с вмещающими биотитовыми гнейсами резкие. Хорошо прослеживается в них метасоматическая зональность: по минеральному составу и структуре среди них выделяются четыре зоны с нечеткими границами между собой. В целом схематическое расчленение массива на зоны выглядит следующим образом (от центра к периферии):

1. Ультрабазиты:

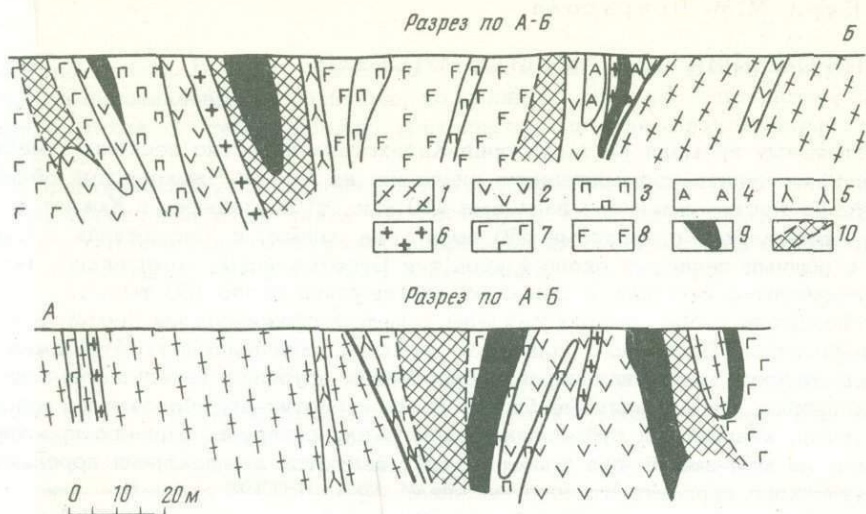
- 1) серпентиниты,
- 2) пироксениты и амфиболизированные пироксениты или
- 3) тальк-хлорит-актинолитовые породы.

2. Слюдистые метасоматиты:

- 4) гидрофлогопит-вермикулит-роговообманковые породы,
- 5) роговообманково-плагиоклазовые породы, ослоденелые и неослоденелые,
- 6) жедрит-роговообманково-плагиоклазовые породы, ослоденелые и неослоденелые,
- 7) сапфирин-корунд-роговообманково-плагиоклазовые породы, ослоденелые и неослоденелые.

Петрографически серпентиниты представлены хризотил-серпофитовыми разновидностями петельчатой и ленточной структур. Продольно волокнистый хризотил с положительным удлинением слагает петли в серпентините, $N_g = 1,551$. Ячейки среди хризотиловых шнуров выполняют светло-зеленый лизардит и светло-желтый серпофит. Серпентиниты с ленточной структурой сложены лентами пластинчатых кристаллов лизардита с поперечным расположением зерен. Ленты обрастают продольно-волокнистым серпофитом. Оптическая характеристика лизардита: $-2V$ малый, удлинение отрицательное, $N = 1,565$. Серпофит часто образует колломорфные структуры, $N_g = 1,54$, $N_g-N_p = 0,001-0,003$. Аксессуары – хром, шпинель, магнетит. Иногда серпентиниты содержат вторичные минералы: карбонат, хлорит-гидрофлогопитовые образования, тальк, опал-халцедон-кварцевые агрегаты.

По составу каратасские серпентиниты являются гипермагбазитами: они характеризуются высоким содержанием окиси магния и низким – окислов железа (отношение M:F равно 7,1–7,3), незначительным содержанием щелочей и почти



Фиг. 2. Разрез по АБ

1 - докембрийские биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы (Pt); гипербазиты (Pt₃); 2 - серпентиниты; 3 - пироксениты; 4 - тальк-актинолитовые породы; 5 - жильные габбро-амфиболиты; 6 - пегматиты; 7-8 - метасоматические образования: 7 - роговообманково-плагиоклазовые породы, 8 - сапрофирин-корунд роговообманково-плагиоклазовые породы; 9-10 - промышленные рудные тела: 9 - роговообманково-вермикулитовые руды, 10 - вермикулит-роговообманково-плагиоклазовые руды

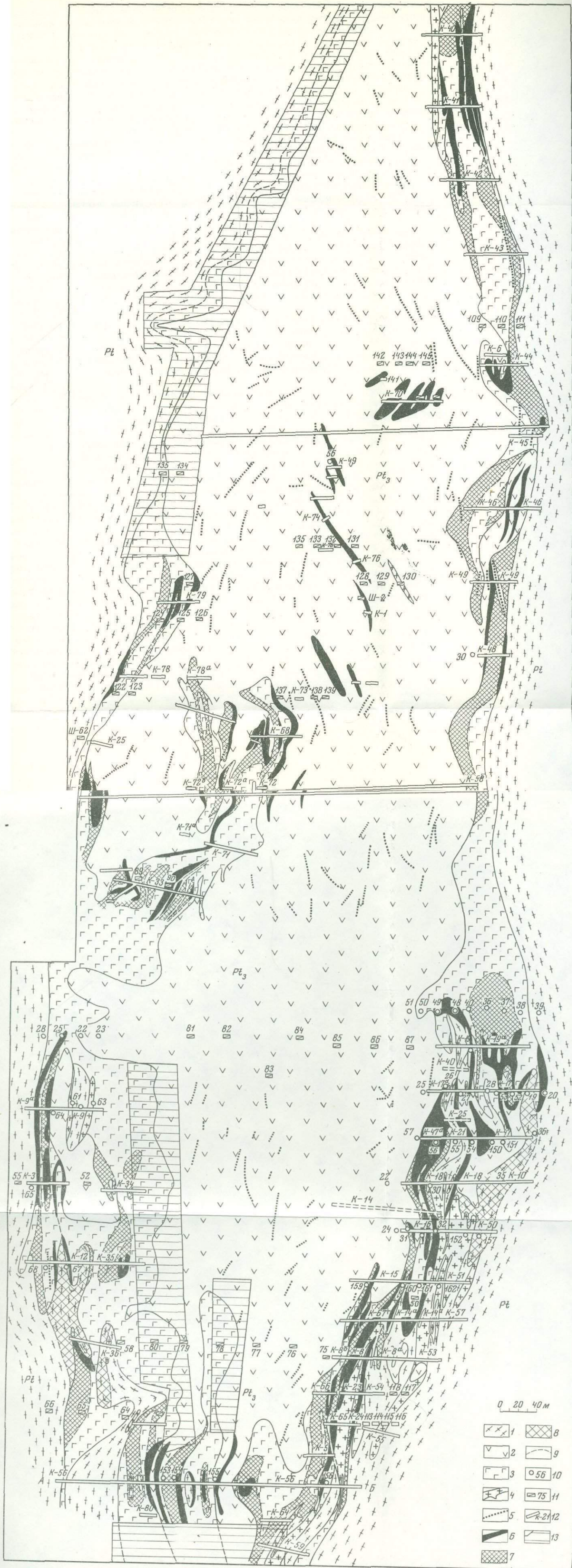
полным отсутствием титана. Содержания никеля колеблются от 0,2 до 0,3%, хрома от 0,2 до 0,6%, кобальта от 0,015 до 0,018%. Отрицательное значение левой части уравнения гиперплоскости (по методу дискриминантных функций В.А. Кутолина и др., 1966) подтверждает принадлежность пород массива к гипербазитовой формации. Исходные материнские породы имели существенно оливиновый состав. (табл. 1).

Пироксениты состоят из агрегата таблитчатых зерен ромбического пироксена и шпинели, по пироксену в краевых частях тел развивается амфибол. Иногда пироксениты имеют оторочку мощностью 0,5-1,0 м шпинель-амфиболового состава. Пироксен определен как бронзит ($N_g = 1,686, N_p = 1,673$), шпинель является плеонастом с повышенным содержанием хрома, $N = 1,770$. Амфибол представлен маложелезистой магниальной роговой обманкой ($N_g = 1,660, N_p = 1,640, -2V \sim 86-88^\circ$). Аксессуарный минерал - апатит, из вторичных развиты хлорит и тальк.

Тальк-хлорит-актинолитовые породы состоят из бесцветных шестоватых кристаллов актинолита ($N_g = 1,63$) и тальк-кварцевого агрегата. Нередко отмечают крупные чешуйки хлорита и хлорит-гидрофлогопитовых образований, содержания которых колеблются от единичных зерен до 40-50%. Присутствуют реликты роговой обманки, ортопироксена, шпинели. Около 1-2% составляют магнетит, ильменит, магнетит.

Гидрофлогопит-вермикулит-роговообманковые метасоматиты - грубозернистые породы, где главными минералами являются гидрофлогопит разной степени гидратации вплоть до вермикулита и почти бесцветная магниальная, маложелезистая роговая обманка. Соотношения главных минералов самые различные: встречаются почти мономинеральные тела того и другого минерала. Иногда присутствует хлорит, отмечаются плагиоклаз (2-3%), жедрит, гранат, магнетит, ильменит, рутил, изредка циркон.

Роговообманково-плагиоклазовые метасоматиты содержат 20-40% роговой обманки и 50-80% плагиоклаза. Породы не всегда ослюденены. Содержания вермикулит-гидрофлогопитовых образований колеблются от нуля до 25-30%. Состав



Фиг. 1. Схематическая геолого-литологическая карта месторождения Каратас
 1 - докембрийские биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы (Pt); 2 - серпентиниты и пироксениты (Pt₃); 3 - вермикулитовые метасоматиты; 4 - пегматиты; 5 - жильные габбро-амфиболиты. Руды: А - апогипербазитовый тип; 6 - роговообманково-вермикулитовые руды; 7 - вермикулит-роговообманково-плагиоклазовые руды; 8 - в слюдяных гнейсах; 9 - не-
 вскрытый контакт массива, 10 - скважина и ее номер, 11 - шурф и его номер; 12 - канава и ее номер, 13 - прогнозные площади

плаггиоклаза меняется от № 50 до № 90, роговая обманка маложелезистая, магнетизальная с повышенным содержанием алюминия. Иногда породы содержат гранат (3-5%), отмечается реликтовый моноклинный пироксен (до 5-10%).

Роговообманково-плаггиоклазовые породы с жедритом и ксрундом - сапфирином-шпинелью - светлые, плосчатые образования, где в темные полосы концентрируются удлиненные зерна роговой обманки и жедрита, светлые полосы сложены плаггиоклазом с выделениями корунда, сапфирина, шпинели. Максимальное содержание жедрита 10-15%. С появлением в породах корунда, сапфирина, шпинели (содержание суммы этих минералов 5-7%) жедрит постепенно исчезает. Гидрофлогопит и вермикулит образуют рассеянную зкряпленность и небольшие скопления, содержания колеблются от нуля до 20-30%. Состав основного плаггиоклаза и роговой обманки тот же, что и в роговообманково-плаггиоклазовых породах. Жедрит содержит повышенные количества магния, $N_g = 1,660$, $N_r = 1,640$. Шпинель (плеонаст) ассоциирует с корундом ($N_o = 1,762$; $-2V = 0^\circ$), но отделена от него реакционной каемкой сапфирина, который развивается по шпинели. В результате уплощенные кристаллы корунда всегда покрыты "рубашкой" из сапфирина с реликтами шпинели. Показатель преломления сапфирина $N_g = 1,715$. В минимальных количествах (1-2%) породы содержат титаномагнетит и ильменит. Химический состав пород массива приведен в табл. 1.

Минеральные парагенезисы метасоматических образований месторождения характерны для высокометаморфизованных пород амфиболитовой фации или даже области перехода ее в гранулитовую. Так, ассоциация сапфирина с богатой алюминием роговой обманкой, битовнитом, шпинелью, корундом и флогопитом на Каратасе совершенно аналогичны подобным же минеральным ассоциациям западной Гренландии, которые образовались в условиях гранулит-амфиболитовой фации (Дир и др., 1965).

Возраст массива докембрийский (по-видимому, верхнепротерозойский), о чем свидетельствуют согласные контакты ультраосновных пород с вмещающими древними гнейсами, высокая степень их метаморфизма, одинаковая со степенью метаморфизма вмещающих гнейсов, наличие серпентинитовых отторженцев, форма и характер последующего изменения которых говорят о доскладчатом внедрении массива.

По-видимому, зоны флогопитовых и биотитовых метасоматитов образовались в основном за счет пироксенитов. Они располагаются по периферии серпентинит-пироксенитового ядра массива и сопровождают жиллоподобные тела пироксенитов внутри него.

Основная масса слюд в вермикулит-роговообманковых и вермикулит-плаггиоклазово-роговообманковых метасоматитах представляет собой сложные смешаннослойные системы типа флогопит - вермикулит и биотит - вермикулит, реже хлорит - вермикулит. Состав исходных образований в зависимости от положения в метасоматической колонке колеблется в широких пределах от типичного биотита до маложелезистого флогопита и наконец хлорита. Все разнообразие смешаннослойных минералов в метасоматитах месторождения связано как со степенью выветрелости пород, так и с гидротермальной переработкой их. Горизонтальная и вертикальная зональность слюдястых образований следующая: по периферии серпентинитов и пироксенитов, а также среди тальк-актинолитовых пород наблюдается зеленый хлорит. Ближе к линзам вермикулит-роговообманковых тел отмечаются пятнистые зеленовато-желтые чешуйчатые агрегаты хлорит-гидрофлогопитового состава. Это зона промежуточных минеральных образований. Среди метасоматических пород в верхних зонах коры выветривания слюды представлены желтовато-коричневыми вермикулитом и гидрофлогопитом, которые с глубиной сменяются слабо гидратированными разновидностями. Некоторое количество гидратированной слюды содержат вмещающие гнейсы в приконтактных частях с гипербазитами. Здесь они представлены железистым вермикулитом и гидробиотитом, степень гидратации которых значительно убывает с глубиной.

Наблюдаемые в горизонтальном разрезе постепенные переходы хлорита в вермикулит с образованием промежуточных хлорит-гидрофлогопитовых разновидностей свидетельствуют о том, что начальная гидратация хлорита, а возможно и флогопита, происходила в низкотемпературную гидротермальную стадию, а, по мере вскрытия

Таблица 1

Химический состав пород массива Каратаз

Окислы	627	320	8	570	5	625	623	4	2
SiO ₂	36,20	33,50	46,50	50,50	43,40	47,78	44,84	46,20	43,60
Al ₂ O ₃	1,16	3,86	6,04	4,74	15,50	17,86	17,23	19,33	22,46
Fe ₂ O ₃	7,48	7,33	12,18	12,45	6,78	2,20	3,28	4,80	2,78
FeO	0,83	1,05	2,63	0,86	2,09	5,77	2,09	1,44	2,45
TiO ₂	0,01	0,02	0,32	0,07	0,32	0,11	0,04	0,12	0,11
CaO	3,78	3,78	5,80	0,70	4,26	10,36	4,54	3,43	6,57
MgO	31,37	30,73	15,93	13,72	14,57	10,20	16,28	9,90	11,11
MnO	0,07	0,15	0,18	0,09	0,12	0,20	0,09	0,06	0,06
K ₂ O	0,05	0,10	0,21	He обн.	0,40	0,10	0,50	0,40	0,21
Na ₂ O	0,20	0,25	1,40	1,70	2,00	1,20	0,92	2,00	0,70
NiO	0,28	0,19	0,20	0,61	0,14	0,06	0,009	0,23	0,08
CoO	0,018	0,015	0,023	0,018	0,011	0,008	0,009	0,01	0,008
Cr ₂ O ₃	0,58	0,21	0,18	0,64	0,14	0,014	0,03	0,08	0,27
SO ₃	0,10	0,08	0,07	0,08	0,20	He обн.	Сл.	0,28	0,17
H ₂ O ⁻	2,51	2,22	4,72	7,96	4,79	1,01	3,77	6,15	3,28
H ₂ O ⁺	8,95	9,18	0,50	0,28	1,03	1,85	5,31	1,51	3,40
П.п.п	15,42	16,50	4,00	6,42	5,57	2,68	6,38	6,42	5,38
Сумма	99,97	99,98	100,38	100,56	100,34	99,49	99,59	100,55	99,24

Числовые характеристики по Н.Д. Соболеву

	a	c	b	s	$\frac{z}{y}$	x	y	h	f	Σ	Q	m'	c'	b'	n	t	Ψ	M/V
627	0,5	0,5	60,5	37,0	67,4	17,5	15,1	79,5	12,1	-2,62	-24,45	82,4	6,35	11,35	37,5	10,0	9,96	7,3
320	0,7	2,2	60,1	37,0	75,9	18,2	5,9	76,6	12,4	-1,82	-29,6	84,3	3,9	11,9	40,0	0,0	10,2	7,1

627, 320 - серпентиниты, 8 - пироксенит амфиболизированный, 570 - тальк-хлорит-актинолитовая порода, 5 - роговообманково-вермикулитовая порода, 625 - роговообманково-плагиоклазовая порода, 623 - вермикулит-роговообманково-плагиоклазовая порода, 4 - жердит-роговообманково-плагиоклазовая порода, 2 - сапфирин-корунд-роговообманково-плагиоклазовая порода.

месторождения эрозией, продолжалась в гипергенных условиях. Подтверждением этого является также то обстоятельство, что хлорит в коре выветривания месторождения замещается глинистым минералом монтмориллонит-бейделитовой серии. Продукты выветривания смешаннослойных хлорит-гидрофлогопитовых образований имеют смешанный характер: хлоритовый компонент превращается в глину, гидрофлогопит - в вермикулит.

Основную массу слюд на месторождении в пределах изученной глубины (20-25 м) составляют вермикулит, вермикулит-гидрофлогопит, гидрофлогопит, которые находятся в виде жил, гнезд и рассеянной вкрапленности. Показатель преломления этих минералов, образующих постепенные переходы, колеблется от 1,560 до 1,610. Хлорит наблюдается в виде гнезд и прожилков чешуйчатых агрегатов ярко-зеленого цвета. Оптическая характеристика его: Nm колеблется от 1,570 до 1,590, 2V малый, погасание прямое, удлинение положительное. По химическому составу он близок пеннину. Промежуточные хлорит-гидрофлогопитовые образования от нормальных хлоритов отличаются более высоким содержанием окисного железа и низкотемпературной воды, при обжиге слабо всучиваются, Nm = 1,570 - 1,575. Химический состав описанных минералов приведен в табл. 2.

На месторождении нами выделены следующие промышленные типы руд, характеризующиеся разным минеральным составом, качеством, содержанием полезного компонента и морфологическим типом оруденения: 1) гидрофлогопит-вермикулит-роговообманковый с жиллообразным оруденением, тяготеющий к внутреннему эндо-

Таблица 2

Химический состав хлоритов, гидрослюд и вермикулитов
Каратасского и Бугетысайского месторождений

Окислы	43	563	564	24	54	116/1	2884/1	2881/2	5710
SiO ₂	32,52	37,90	36,26	36,00	35,00	36,97	35,00	34,90	33,11
Al ₂ O ₃	19,58	9,53	15,54	14,92	17,13	16,60	19,10	11,10	10,68
Fe ₂ O ₃	3,81	13,15	8,17	7,88	7,68	4,11	12,50	14,30	9,95
FeO	2,48	1,08	0,77	0,28	0,66	7,02	0,70	1,40	He обн.
TiO ₂	0,12	0,44	0,56	0,70	0,56	1,40	1,30	0,42	0,34
MnO	0,04	0,01	0,05	0,08	0,14	0,23	-	-	-
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06	0,09	0,23	0,11	He обн.
CaO	0,94	0,62	0,47	1,25	1,89	1,41	0,60	1,20	-
MgO	25,08	21,84	20,49	20,49	20,72	17,62	12,90	18,60	27,66
K ₂ O	0,06	0,04	0,05	0,05	0,16	7,31	1,20	0,09	0,42
Na ₂ O	0,13	0,95	4,03	0,11	0,32	0,65	1,40	1,80	0,87
H ₂ O ⁻	3,48	5,10	7,93	7,54	6,32	2,07	5,9	8,85	2,60
П.п.п.	11,97	9,75	6,12	10,16	10,05	4,75	8,41	6,65	14,42
F	He опр.	-	-	-	-	0,36	0,16	0,29	-
CO ₂	" "	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,20	0,40	0,20	-
NiO	" "	-	0,07	0,14	0,12	0,11	0,47	0,70	He опр.
CoO	" "	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,008	0,008	0,018	" "
Cr ₂ O	" "	-	0,02	-	-	0,14	0,02	0,14	" "
Сумма	100,33	100,60	100,58	100,12	100,31	100,54	99,64	99,62	100,10
Nm	1,575	1,570	1,565	-	1,570	-	-	-	-

Каратасский массив: 43 - хлорит и 563 - хлорит-гидрофлогопит из тальк-актинолитовых пород, 564 - гидрофлогопит и 24 - вермикулит из роговообманково-вермикулитовых пород, 54 - вермикулит из вермикулит-роговообманково-плаггиоклазовых пород. Бугетысайское месторождение: 116/1 - флогопит и 2884/1 - гидрофлогопит из гнейсов, 2881/2 - гидробиотит из актинолитовых пород, 5710 - вермикулит из тальк-антофиллитовых пород.

контакту массива; 2) гидрофлогопит-вермикулит-роговообманково-плаггиоклазовый с вкрапленным оруденением, развивающийся в роговообманково-плаггиоклазовой зоне, тяготеющий к наружному эндоконтакту.

Руды 1 типа основные. Они крупночешуйчатые: чешуйки в основном крупнее 0,25 мм, достигают 5-10 мм. Содержания высокие (20-70%), в отдельных линзах 90-95%. Руды представлены вермикулитом и гидрофлогопитом в различных количественных соотношениях с примесью хлорита. До глубины 10-15 м - это первосортные руды с преобладанием в их составе вермикулита. Глубже 10-15 м они представлены гидрофлогопитом с небольшой примесью вермикулита, слабогидратированного и свежего флогопита и могут быть отнесены ко второму сорту.

Руды 2 типа более бедные, содержания в них колеблются от 3-5 до 15%, редко достигая 30%. Основная масса слюд здесь сосредоточена во фракции - 1,0 + 0,16 мм. Оруденение вкрапленное, слюды представлены вермикулитом и гидрофлогопитом.

По запасам - это месторождение средних размеров. На данном этапе разведанности возможен прирост запасов вермикулита на южном продолжении массива по контакту серпентинит-пироксенитового ядра с зоной метасоматитов.

Бугетьсайское вермикулит-асбестовое месторождение располагается в центральной части Талдыкского антиклинория Мугоджарского мегантиклинория. Характеристика его дана в работе Г.И. Бурда и др. "Закономерности локализации и оценка месторождений антофиллит-асбеста Мугоджар".

Под общим названием вермикулит здесь объединены сложные смешаннослойные минеральные образования с четко выраженным зонально-симметричным распределением отдельных разновидностей. В зависимости от минерального состава и химизма метасоматических зон гипербазитов слюда от периферии к центру рудных тел изменяется по цвету, составу и степени гидратации. В связи с этим выделяются три разновидности слюд.

1. В экзоконтакте гипербазитов среди вмещающих гнейсов слюдяная оторочка представлена черными или темно-бурыми образованиями биотит-флогопитового ряда, совершенно свежими или слабо-среднегидратированными. Содержание щелочей высокое (7,96%), закисное железо преобладает над окисным, содержание воды незначительное. Ближе к контакту с ультрабазитами слюды довольно сильно гидратированы, что выражается в уменьшении суммы щелочей (до 2,9-2,6%), увеличении содержания воды (до 12,5%). Мощность этих образований - от сантиметров до 1-2 м.

2. В эндоконтакте антофиллитизированных гипербазитов развиваются слюдястые и слюдисто-актинолитовые породы, в которых слюды представлены буровато-желтым гидрофлогопитом и гидробиотитом высокой степени гидратации, редко вермикулитом. Гидрослюды здесь содержат мало щелочей (около 2%), количество воды возрастает до 15,5%, увеличивается содержание MgO, соответственно содержание Al_2O_3 падает. Мощность пород 1-3 м. Гидрослюды из оторочек гипербазитовых тел характеризуются гнездо- и жилкообразной формой скоплений, содержания достигают 80-90%.

3. Третьей разновидностью слюд на Бугетьсае являются вермикулит и реже гидрофлогопит высокой степени гидратации яркого зеленого цвета. Они локализируются в метагипербазитах среди тальк-антофиллитовых, тальк-антофиллит-карбонатных пород и антофиллитизированных серпентинитов в виде вкрапленности и небольших скоплений. Содержания меняются от нескольких процентов до 20%. Иногда наблюдается присутствие реликтового хлорита, количество которого резко возрастает в неасбестизированных разностях тальк-антофиллитовых пород. Вермикулит является высокомагнезиальным ($MgO = 27,66\%$), содержание Al_2O_3 уменьшается до 10,68% по сравнению с 16,6% в слюдах оторочки, щелочи составляют 1,29%, $H_2O - 17,02\%$, все закисное железо перешло в окисную форму.

Описанные слюды не только в разной степени гидратированы, но и имеют разный химический состав, который закономерно и постепенно меняется в зависимости от локализации в разных зонах метасоматических пород. При этом лимитирующими окислами являются Al_2O_3 и MgO. Содержание первого из них закономерно убывает от гнейсов к гипербазитам, второго - увеличивается (табл. 2).

Несмотря на явно выраженную связь степени гидратации слюд с процессами выветривания, описанная изменчивость ее в горизонтальном разрезе может свидетельствовать и об участии гидротермального процесса в образовании вермикулита. Исходным минералом для вермикулита среди тальк-антофиллитовых пород, по-видимому, служил магнезиальножелезистый хлорит, который в результате воздействия низкотемпературных гидротерм превращается в гидрофлогопит. В условиях выветривания подобный процесс вряд ли возможен. Завершение вермикулитизации происходит в гипергенных условиях: образовавшийся из хлорита гидрофлогопит самой низкой степени гидратации в коре выветривания легко превращается в вермикулит, биотит-флоголитовые слюды из оторочки здесь также гидратируются. Таким образом, в разные этапы формирования вермикулита имели значение оба фактора: гидротермальный и гипергенный.

Интересно отметить, что вермикулит в рудных телах наблюдается только на месторождениях с промышленной асбестизацией (Бугетьсай). В слабо асбестизированных породах других проявлений (участок Евгеньевский и др.) среди тальк-антофиллитовых пород хлорит не вермикулитизирован.

Исходные слюды и хлорит находятся в тесном, порою очень тонком сростании с антофиллитом. В асбестизированных породах с агрегатами волокон асбеста

ассоциируют гидратированные слюды и вермикулит. Подобные взаимоотношения минералов свидетельствуют о том, что асбест является более поздним минералом по отношению к исходным негидратированным слюдам и хлориту и, развиваясь по антофиллиту, наследует характер их сростаний. Возможно, что асбестизация антофиллита и гидратация первичных слюд и хлоритов являются одновременными или близкими по времени процессами.

Выводы

1. Все известные в Мугоджарах месторождения и проявления вермикулита приурочены к древним толщам Текельдытауского и Мугоджарского мегантиклинориев и связаны с протерозойскими интенсивно метаморфизованными в условиях амфиболитовой или гранулит-амфиболитовой фаций гипербазитами.

2. Вермикулитонесущими породами являются метасоматические образования зонального строения.

3. Для месторождений каратасского типа характерно первоначальное концентрически зональное строение, где в ядре массива выходят серпентиниты, по периферии окруженные пироксенитами. Образование флогопитовых метасоматитов связано в основном с внешним кольцевым поясом массива, сложенным пироксенитами. Для месторождений бугетысайского типа характерно более однородное строение исходных гипербазитов, которые в результате глубокого метаморфизма превращаются в антофиллитовые породы со слюдяной оторочкой в эндо- и экзо-контактах.

4. В образовании вермикулита и гидрослюд из исходных минералов ряда хлорит-флогопит-биотит принимают участие гидротермальный и гипергенный процессы. По-видимому, превращение хлорита в гидрофлогопит и начало гидратации флогопита происходят в низкотемпературную гидротермальную стадию по мере вскрытия месторождения эрозией слюды и гидрофлогопит вермикулитизируются в условиях выветривания.

Литература

- У.А. Дир, Р.А. Хауи, Дж. Зусман. Породообразующие минералы. Изд-во "Мир", 1966.
Кутолин В.А., Волохов И.М., Каратаева Г.Н. К оценке возможности определения формационной принадлежности гипербазитов по петрохимическим данным. - Геол. и геофиз., 1966, № 5.

ХИМИЗМ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КОВДОРСКОГО
ВЕРМИКУЛИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вермикулитовое месторождение расположено в остаточной дочетвертичной коре выветривания флогопитоносных пород Ковдорского массива. Кора выветривания имеет четко выраженный линейно-площадной характер, достигая мощности 100-150 м и снижаясь до 10-20 м при удалении от разлома. Минералы коры выветривания развиваются на сотни метров по зонам дробления, трещинам и контактам различных пород.

При формировании коры выветривания наряду с механическими главное участие принимали различные химические процессы, связанные со сменой степени кислотности и щелочности циркулирующих поверхностных водных растворов, обусловивших разнообразие явлений выщелачивания и минералообразования, а также вертикальную и горизонтальную зональность коры выветривания.

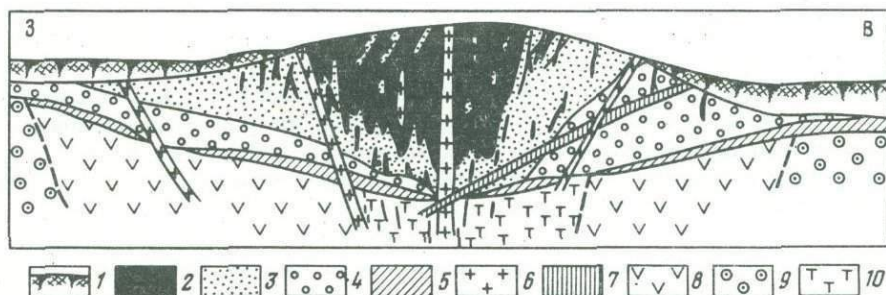
В разрезе коры выветривания можно выделить следующие зоны (фиг. 1) снизу вверх: дезинтеграции, гидрофлогопитовую, вермикулитовую и сунгулитовую (1963).

Переходы между указанными зонами весьма неровные из-за неравномерной трещиноватости пород.

Зоны дезинтеграции, гидрофлогопитовая и вермикулитовая формируются одновременно под влиянием просачивания гипергенных растворов. Переходы между ними постепенные и весьма расплывчатые.

В зонах гидрофлогопитовой и вермикулитовой под влиянием растворов, богатых кислородом, происходит существенное химическое изменение пород - выщелачивание, гидратация и окисление. Особенно интенсивно изменяется флогопит, в кристаллической решетке которого калий вытесняется водой, а двухвалентное железо окисляется до трехвалентного. Вследствие нарушения кристаллической решетки трехвалентное железо вытесняется из октаэдрических слоев, образуя тончайшие пленки гидроокиси в межпакетном пространстве.

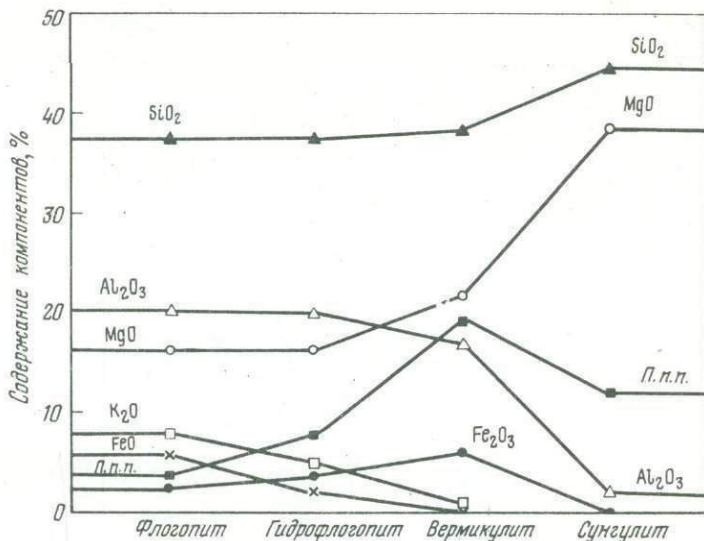
Различная степень изменения определяет появление не только конечного продукта - вермикулита, но и различных переходных слюд гидрофлогопитов. Гидрофлогопиты - это широкая гамма в различной степени гидратизированного флогопита, в котором наблюдается переслаивание флогопитовых и вермикулитовых слоев. Как показывают технологические испытания, техническим гидрофлогопитом следует считать такую слюду, в которой отношение вермикулитовых слоев к флогопитовым составляет не менее 1.



Фиг. 1. Схематический геологический разрез коры выветривания

1 - четвертичные отложения; 2-5 - древняя кора выветривания; 2 - сунгулитовая зона; 3 - вермикулитовая зона; 4 - гидрофлогопитовая зона; 5 - зона дезинтеграции; 6-10 - неизмененные выветриванием породы массива; 6 - сиенитовые дайки, 7 - карбонатитовые жилы, 8 - флогопит-диопсид-оливиновые метасоматиты послемагматической стадии, 9 - метасоматиты магматической стадии монтчеллитовые и меллилитовые породы, местами скарнированные, 10 - оливиниты, частью флогопитизированные и диопсидизированные

Фиг. 2. Диаграмма содержаний компонентов: SiO_2 , MgO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , п.п.п. (потеря при прокаливании) в флогопите, гидрофлогопите, вермикулите и сунгулите



Соответственно степени гидратизации изменяется химический состав слюды (фиг. 2), а также содержание межплакетной и гидроксильной воды (фиг. 3-4).

Детальные микроисследования показывают, что процессы гидратизации слюды возникают локально и в первую очередь захватывают наиболее деформированные кристаллы или участки кристаллов флогопита. Поэтому нередко кристаллы зонально или пятнисто гидратизированных слюды. Чем выше степень гидратизации, тем все полнее вытесняется железо из октаэдрических слоев и шире образуются тончайшие пленки его гидроокислов. Последние и являются причиной золотисто-коричневой окраски вермикулита. При нагревании в соляной кислоте гидроокислы железа растворяются, вермикулит становится белоснежным, а раствор окрашивается в желтый цвет.

В поверхностных условиях (элювий) в настоящее время вермикулит подвергается механическому разрушению с потерей межплакетной воды с 14 до 8% (фиг. 4).

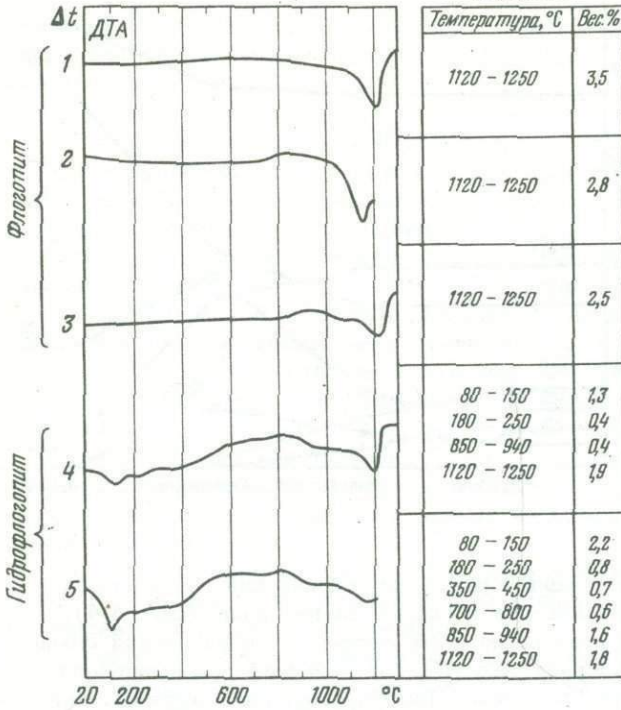
Сунгулитовая зона отличается резкими переходами от других зон. Характерно, что она развита лишь по породам, богатым слюдой. Геологические и минералогические исследования однозначно свидетельствуют, что сунгулитовые породы формируются только по вермикулиту и представляют собой тончайшую смесь трех минералов: серпентина типа лизардита, сепиолита и вермикулита. Резко преобладает лизардит. Количество сепиолита и вермикулита не превышает первые проценты. Сепиолит является одним из последних образований по лизардиту, а вермикулит относится бесспорно к реликтовым минералам.

Переход вермикулитовой породы в сунгулит представляет собой качественный скачок, сопровождаемый разрушением трехслойной решетки вермикулита и образованием двухслойного лизардита. Процесс серпентинизации вермикулита совершается в обводненных условиях при действии слабо кислых растворов, богатых кислородом, углекислотой и органическими соединениями. Данная среда в вермикулите растворяет пленку гидроокиси железа и разрушает кремнекислородные слои с вытеснением алюминия. Создается двухслойная решетка лизардита с сохранением лишь морфологии кристаллов.

За процессами серпентинизации следует процесс сепиолитизации. Сепиолит развивается несколько позднее лизардита из остаточных кислых растворов, обогащенных кремнием и магнием. Процесс сепиолитизации сопровождается более сложной постройкой щелочно-слоистого водного магнезиевого силиката - сепиолита, богатого межплакетной водой и с более высоким содержанием кремния, чем лизардит (фиг. 2).

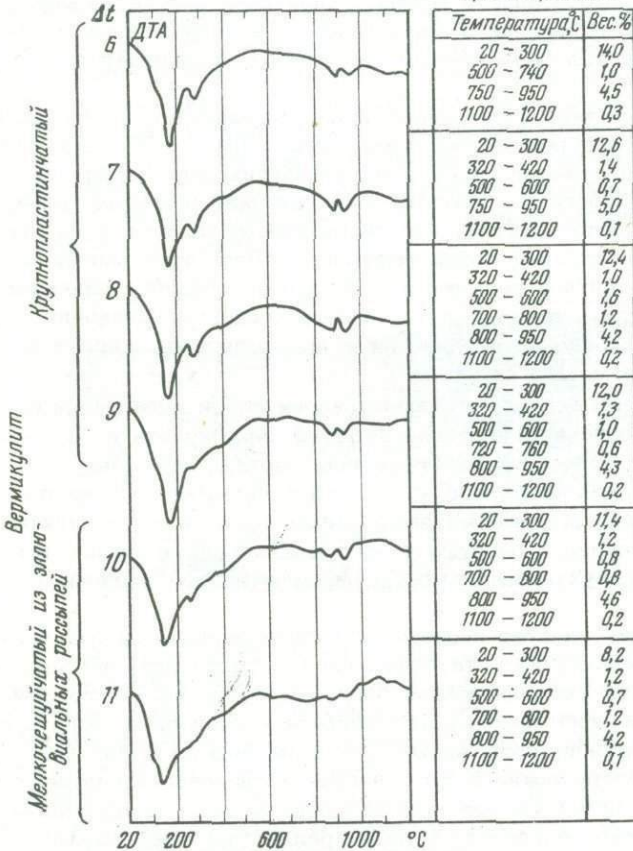
Минералогические, рентгенометрические и термические исследования подтверждают, что сунгулитовые жилы и прожилки главным образом состоят из лизардита, в значительно меньшем количестве сепиолита, а также реликтового вермикулита. Сравнивая данные рентгеновского анализа (фиг. 5), видим, что в образце 1 сунгулитовой породы главным минералом является лизардит. Для лизардита характер-

Потеря веса образца при нагревании

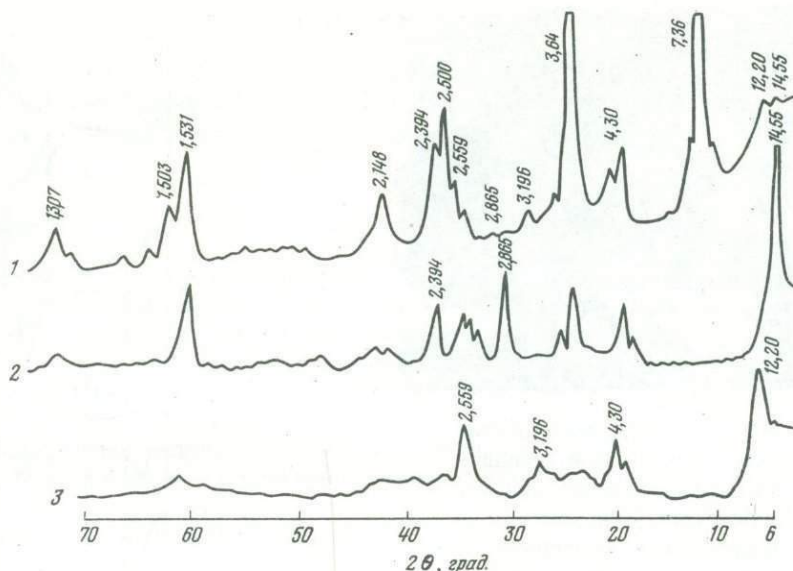


Фиг. 3. Термограммы флогопита (1-3), гидрофлогопита (4-5) и таблицы изменения (потери) веса их при нагревании

Потеря веса образца при нагревании



Фиг. 4. Термограммы вермикулита и таблицы изменения (потери) веса их при нагревании



Фиг. 5. Дифрактограммы сунгулита (1), вермикулита (2), сепиолита (3)

Условия съемки УРС-50-И; отфильтрованное медное излучение, вращение счетчика 1 в мин; исследовали неориентированные образцы, цифры над пиками межплоскостных расстояний выражены в Å

на линия серпентиновых минералов 7,36 Å и имеются линии, характерные только для лизардита 2,500, 2,148 и 1,503 Å (см. Г.В. Бриндли, 1965).

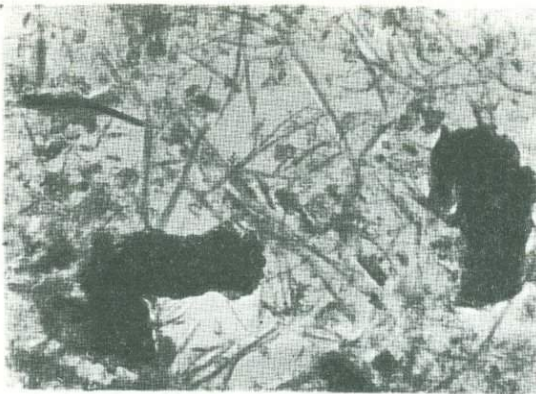
На дифрактограмме обр. 1 также наблюдаются линии сепиолита 12,20, 4,30, 3,196 и 2,559 Å (Кайер, Энен, 1965). Сепиолит различим лишь под микроскопом в криптоволоконистых спутанных и комковатых агрегатах. Это подтверждается электрограммой (фиг. 6).

На кривых ДТА (фиг. 7) для трех образцов (1 - 3) различной крупности жильного сунгулита наблюдается в интервале 580-720° эндотермический эффект, связанный с разрушением кристаллической решетки лизардита, сопровождающийся выделением конституционной гидроксильной воды в количестве от 8,9 до 9,4%. Преобладание лизардита также подтверждается наличием интенсивного экзотермического эффекта при 810°, указывающего на образование новой фазы, характерной для минералов серпентиновой группы. Одновременно с экзотермическим эффектом 810° происходит потеря веса 0,3 - 0,5%. Затем плавный экзотермический эффект от 200 до 450° относится к выделению органики. Наличие органики подтверждается по почернению сунгулита при нагревании до 300°, так как происходит образование элементарного углерода (1969).

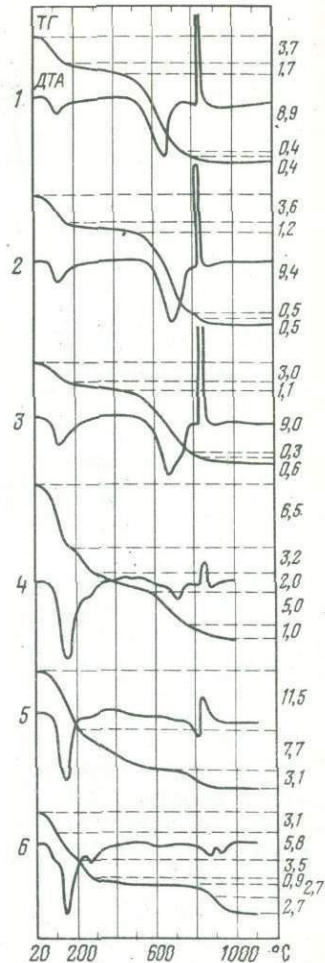
Низкотемпературный же эндотермический эффект 80-120° отвечает выделению межпакетной воды в количестве 3-3,7%. А в температурном интервале 180-400° потеря веса колеблется от 1,1 до 1,79, она связана с разрушением примеси остаточного вермикулита. При пересчете на минеральный состав по количеству выделившейся гидроксильной воды в образцах сунгулита содержание лизардита колеблется от 74 до 81%, остальное падает главным образом на сепиолит и на незначительное количество примесей вермикулита.

Желтобурая порода, вмещающая сунгулит в обр. 4, предварительно перед термическим анализом была освобождена от кальцита и гидроокислов железа растворением в соляной кислоте. Из сопоставления термограммы обр. 4 с эталонными кривыми ДТА и ТГ (обр. 1, 5, 6) следует, что желто-бурая порода состоит из смеси лизардита и вермикулита. Кроме того, в этой породе микроскопически устанавливается наличие пироксена и оливина (1969).

В жильном сунгулите морфологически устанавливаются две разновидности сунгулита - в червеобразных крупных кристаллах (образец 3) и фарфоровидных скрыто-



Фиг. 6. Электронограмма тонко отмученной фракции из фарфоровидного криптозернистого сунгулита. Волокнистые и комковатые агрегаты сепиолита (серое) и пластинчатые зерна лизардита (черное). Увел. 10 000



Фиг. 7. Кривые ДТА и ТГ сунгулитов (1-3), вмещающей их желто-бурой измененной породы (4), сепиолита (5), вермикулита (6)

кристаллических (образец 1) агрегатах. Сепиолитизация же в большей степени проявлена в фарфоровидном сунгулите, так как в нем межпакетной воды 3,7%, а в червеобразном крупнокристаллическом 3%.

О гипергенном генезисе сунгулита говорит снижение степени сунгулитизации пород с глубиной и полное исчезновение сунгулита в невыветрелых монолитных породах. Сунгулит повсеместно развивается по вермикулиту. Отдельные полосовидные и гнездовидные скопления вермикулита сунгулитизированы лишь частично. В связи с этим наряду с вермикулитовым и гидрофлогопитовым выделяется промышленный тип сунгулит-вермикулитовых руд.

В заключение следует сказать, что в нижнюю зону дезинтеграции приходят растворы, обедненные кислородом, поэтому в ней не образуется вермикулит. Чем ближе к дневной поверхности, тем легче совершается гидратация флогопита, связанная с образованием вермикулита. Сунгулитовая же порода требует специфических условий образования – наличие готового вермикулита в мономинеральных скоплениях и избытка водных растворов, богатых кислородом, углекислотой и органическими кислотами.

Литература

- В.П. Петров, Т.П. Токмаков. Природа и генезис сунгулита. – Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 12.
 Рентгеновские методы изучения и структуры глинистых минералов. – Пер. с англ. Изд-во "Мир", 1965.
 В.И. Терновой, М.Н. Чуева, Б.К. Касатов. Геологическое строение и минералогия Ковдорского вермикулитового месторождения (Федоровская юбилейная сессия). Л., 1969.

ВЛИЯНИЕ ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ СРЕДЫ И ОСОБЕННОСТЕЙ СОСТАВА МАГНЕЗИАЛЬНОЖЕЛЕЗИСТЫХ СЛЮД НА ХАРАКТЕР ИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ДРЕВНИХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Введение

Выяснение особенностей изменения магнезиальножелезистых слюд при выветривании имеет важное значение для познания закономерностей формирования вермикулитовых и оценки продуктивности флогопитовых месторождений.

Продукты изменения магнезиальножелезистых слюд на разных последовательных стадиях выветривания изучены на ряде вермикулитовых, вермикулит-флогопитовых и каолиновых месторождениях и проявлениях СССР.

В результате проведенных исследований было установлено, что устойчивость и направленность изменения магнезиальножелезистых слюд в древних корах выветривания определяются в первую очередь составом самих слюд, а также химическими условиями среды выветривания.

Особенности выветривания слабо-, умеренно- и высокожелезистых слюд в условиях существенно магнезиальной среды

Наиболее легко поддаются выветриванию бесфтористые и малофтористые слюды с малой и умеренной железистостью (табл. 1, графы 1-3). В условиях существенно магнезиальной среды эти слюды уже в самых нижних горизонтах кор выветривания легко преобразуются в вермикулит (месторождения Ковдорское, Инаглинское, Размановское, Кошкардовское и др.).

Отличительной особенностью такого преобразования является его стадийность - наличие между исходной слюдой и вермикулитом промежуточных продуктов изменения представленных - смешаннослойными или близкими к ним постройками из флогопитовых (Ф) и вермикулитовых (В) слоев - мотивы, близкие к ФВФВ или реже ФФВФВ, а также образования из смеси фаз флогопита (Ф) и вермикулита (В) - (Ф+В).

Типично неупорядоченные образования или постройки с меньшим содержанием в смешаннослойном продукте вермикулитовой составляющей здесь редки.

Снизу вверх по разрезу вермикулитовых месторождений последовательность структурной перестройки мало- и умеренно-железистых слюд в вермикулит может быть представлена в виде нижеследующей схемы, где представлены три наиболее вероятных типа изменения зональности коры выветривания снизу вверх (слева направо).

тип.1. низ. (Ф) → (Ф) + (ФВ) → (ФВ) → (ФВ) + (В) → (В). Верх

тип.2. низ. (Ф) → (Ф) + (ФВ) + (В) → (ФВ) + (В) → (В). Верх

тип.3. низ. (Ф) → (Ф) + (В) → (В). Верх

В ряде случаев в этих колонках зональности может иметь место подчиненное развитие и других структур, например, структуры магнезиевого гидрофлогопита (гидробитита), построенного по мотиву (ФФВ ФФВ) с периодом повторяемости $C(001) \approx 34,4 \text{ \AA}$ и др.

В показанных колонках соотношение в отдельных зонах смешаннослойных образований и фаз исходной слюды и вермикулита может широко варьировать. Однако вверх по разрезу в целом наблюдается последовательное увеличение доли вермикулитовой составляющей, как входящей в смешаннослойные постройки, так и обособляющейся в виде самостоятельной фазы.

В условиях той же существенно магнезиальной среды, слюды, имеющие значительно большую железистость (табл. 1, графы 4,5), выветриваются несравненно труднее.

В нижних и средних зонах коры выветривания они лишь частично переходят в вермикулит и в основном представлены смешаннослойными образованиями с содержанием общей вермикулитовой составляющей от 20-30 до 50%.

Таблица 1

Химические составы маложелезистых вермикулитов и железистых гидробиотитов

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	33,28	34,03	36,63	37,81	34,13
TiO ₂	0,64	1,73	0,42	0,90	2,46
Al ₂ O ₃	13,00	12,72	13,64	12,37	14,35
Fe ₂ O ₃	6,43	6,23	8,54	16,81	16,51
FeO	0,28	0,15	1,23	1,60	2,57
MnO	Сл.	0,08	0,007	0,02	0,18
MgO	24,75	23,15	20,10	11,80	11,99
CaO	0,65	3,05	0,14	1,45	2,43
K ₂ O	Сл.	0,06	0,33	4,45	3,80
Na ₂ O	"	0,36	4,57	0,68	0,31
H ₂ O ⁺	10,21	9,48	6,14	8,30	5,39
H ₂ O ⁻	10,52	8,82	7,60	3,34	5,55
CO ₂	Нет	0,31	0,18	0,00	0,11
F	0,50	0,22	Сл.	Сл.	Сл.
П.п.п.	-	-	-	0,17	-
Сумма...	100, 28	100,40	99,52	99,79	99,78
O=F ₂	0,21	0,09	-	-	
Сумма...	100,05	100,31	99,52	99,79	99,78

1 - вермикулит с обменным магнием, Ковдор, 2 - вермикулит с обменным кальцием, Vuори-ярви, 3 - вермикулит с обменным натрием, Казахстан, 4 - гидробиотит, Приазовье, 5 - гидробиотит, Приазовье, обр. 1-3 из нижних горизонтов кор выветривания; обр. 4,5 - из средних горизонтов кор выветривания.

В зависимости от преобладания в среде выветривания соответствующего катиона вермикулит может быть представлен магниевой, кальциевой, натриевой и другими разновидностями. Вермикулиты эти, в особенности магниевые и натриевые, весьма существенно различаются между собой по целому ряду свойств и, в частности, по поведению при обжиге. Весьма характерна способность натриевого вермикулита разбухать с этиленгликолем.

Так же как и у магниевых форм, между этими вермикулитами и исходной слюдой могут наблюдаться смешаннослойные постройки, - например упорядоченное переслаивание натриевого вермикулита и исходной слюды с параметром $C \approx 22,2 \text{ \AA}$. Подобный смешаннослойный гидрофлогопит (гидробиотит), дающий целочисленную серию базальных рефлексов и более высоких порядков обнаружен при изучении вермикулитовых месторождений Южного Урала и Северного Казахстана. Рассматриваемый гидрофлогопит (гидробиотит) является упорядоченным смешаннослойным образованием, построенным по мотиву (ФВФВ) за счет чередования "слоев" вермикулита с обменным натрием - параметр $C \approx 12,2 \text{ \AA}$ и обычного флогопита (биотита) - параметр $C \approx 10, \text{ \AA}$; $12,2 \text{ \AA} + 10,0 \text{ \AA} = 22,2 \text{ \AA}$. Образование это является разновидностью хорошо известной структуры с параметром $C \approx 24,4 \text{ \AA}$ - гидрофлогопит (гидробиотит) Грюнера, также построенного по мотиву ФВФВ, но

за счет чередования "слоев" обычного вермикулита - вермикулита с обменным магнием, у которого параметр $C \approx 14,4 \text{ \AA}$ и флогопита (биотита) - параметр $C \approx 10,0 \text{ \AA}$, $14,4 \text{ \AA} + 10 \text{ \AA} \approx 24,4 \text{ \AA}$.

В отличие от гидрофлогопита (гидробиотита) Грюнера, структура с периодом повторяемости в $22,2 \text{ \AA}$ менее стабильна. Величина ее параметра с (001) $\approx 22,2 \text{ \AA}$ характерна только для воздушно-сухого состояния.

В условиях повышенной влажности, при выдержке в воде или над водой, структура эта, за счет разбухания в ней "слоев" натриевого вермикулита с $12,2 \text{ \AA}$ до $14,4 \text{ \AA}$ дает период повторяемости в $24,4 \text{ \AA}$ и может быть принята за хорошо известную структуру в $24,4 \text{ \AA}$ (гидробиотит - Грюнера). Однако даже небольшое нагревание образцов с подобной структурой до $30-35^\circ$, за счет обратного сжатия в ней элементарных "слоев" натриевого вермикулита до $12,2 \text{ \AA}$ преобразует ее вновь в структуру с периодом повторяемости в $22,2 \text{ \AA}$.

В отличие от гидрофлогопита (гидробиотита) Грюнера структура с периодом повторяемости в $22,2 \text{ \AA}$ разбухает с этиленгликолем.

Подобно гидрофлогопиту (гидробиотиту) Грюнера, образцы со структурой $22,2 \text{ \AA}$ наиболее часто встречаются в ассоциации с вермикулитом с обменным натрием и непосредственно под залежами последнего.

Выявленные весьма существенные различия вероятно целесообразно подчеркивать в названии и говорить о гидрофлогопите (гидробиотите) с обменным натрием" для изученной нами разновидности и гидрофлогопите (гидробиотите) с обменным магнием для разностей, идентичным описанным Грюнером.

Особенности выветривания высокожелезистых слюд в условиях аломосиликатной среды

Высокожелезистые слюды, наиболее широко развитые в аломосиликатных кислых породах (гранитоиды, гранито-гнейсы и т.п.), выветриваются несравненно труднее. В самых нижних зонах коры выветривания они часто почти не претерпевают никаких изменений и в этом отношении сходны с диоктаэдрическими слюдами, в частности с мусковитом. Аналогия в этом чрезвычайно показательна. Высокожелезистые слюды, так же как и мусковиты, преобразуются в каолинит, часто минуя стадию вермикулита, с той лишь разницей, что на пути к каолиниту некоторые из этих слюд частично проходят через стадию смещеннослойных биотит-вермикулитовых построек.

В табл.2 приведены химические составы, а в табл. 3 - рентгеновские данные для таких частично каолинизированных высокожелезистых слюд, взятых из верхних горизонтов кор аломосиликатных пород. Весьма характерно, что слюдяная составляющая этого переходного продукта изменения сходна с образованиями, описываемыми в литературе как триоктаэдрические иллиты.

Пересчет анализов табл.2 на составляющие их каолинит и гидрослюда показывает, что содержащаяся в этих образцах $10,0 \text{ \AA}$ слюдяная фаза является гидрослюдой с содержанием щелочей от 5,0 до 7,5% и высокотемпературной воды - от 4,5 до 8,0 вес.%, т.е. гидратированность этой слюды достигает примерно $1/4 - 1/2$.

Вместе с тем эта гидрослюда, не разбухающая от насыщения этиленгликолем и имеющая межплоскостное расстояние около $10,0 \text{ \AA}$, не содержит вермикулитовых или монтмориллонитовых фаз. Весьма характерным является высокое содержание в этой гидрослуде окисного железа, составляющего 18-22% весовых процента.

Особенности последующего выветривания магнезиально-железистых слюд - переход их в двухслойные минералы, определяются химизмом среды выветривания. В условиях существенно магнезиальной среды слюды эти преобразуются в серпентины (сунгулиты с лизардитовой или антигоритовой структурами), а в условиях мало-щелочной - кислой среды - они переходят в каолинит.

На повышенную устойчивость магнезиально-железистых слюд к выветриванию оказывает влияние также дефицит в среде выветривания некоторых ионов, например Mg, Ca, Na и другие, которые способны вытеснить калий из решетки слюды, а также высокое содержание в слюдах фтора.

Таблица 2
Химические составы частично каолизованных
высокожелезистых триоктаэдрических слюд

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO ₂	34,30	39,63	41,27	41,34	40,87
TiO ₂	3,88	0,25	1,40	0,20	2,13
Al ₂ O ₃	13,29	22,65	22,22	26,65	20,45
Fe ₂ O ₃	21,06	14,15	13,40	7,95	12,81
FeO	3,10	1,18	2,44	1,18	-
MnO	0,06	0,01	0,19	0,01	0,25
MgO	8,55	6,52	3,30	7,02	6,86
CaO	1,72	-	0,57	0,52	0,89
K ₂ O	8,35	5,73	3,41	3,35	3,25
Na ₂ O	0,28	0,15	0,28	0,09	0,70
H ₂ O ⁺	3,58	8,53	9,52	8,16	11,84
H ₂ O ⁻	1,39	0,80	1,90	3,27	-
CO ₂	-	-	-	0,40	-
F	0,20	-	-	0,28	-
Сумма ...	99,76	99,60	99,80	100,42	100,05
O = F ₂	0,08	-	-	0,11	-
Сумма ...	99,68	99,60	99,80	100,31	100,05

1 - высокожелезистый биотит, Урал; 2 - каолинизированный высокожелезистый биотит, Урал; 3 - каолинизированный высокожелезистый биотит, Приморье; 4 - каолинизированный железистый биотит, Приазовье; 5 - триоктаэдрический иллит (Walker, 1950), обр.1 - из средней зоны коры выветривания; обр. 2-4 - из верхней зоны выветривания.

Разная податливость и сам ход выветривания низко-и высокожелезистых слюд связаны с тем, что в самые начальные стадии выветривания закисное железа слюд почти полностью окисляется. За счет высокожелезистой слюды сразу же образуется слюда с трехвалентными ионами железа в октаэдрических позициях, (часть железа при этом может удаляться из решетки минерала), которая по прочности связи калия в решетке минерала в какой-то мере напоминает диоктаэдрические слюды (в частности, мусковит). Повышенную силу фиксации калия в таких слюдах (их большую устойчивость к выветриванию) (Bassett, 1960) мы также склонны объяснять уменьшением отталкивающего действия протона водорода на ион калия вследствие наклона диполя гидроксила по отношению к октаэдрическому слою и частичного удаления протонов водорода при окислении железа.

В том же направлении на большую устойчивость слюд к выветриванию, по-видимому, влияет и высокое содержание в них фтора, поскольку замена гидроксила фтором усиливает связь калия с алюмосиликатным каркасом благодаря ликвидации отталкивающего влияния протона водорода.

Природа магнезиально-железистых слюд, подвергшихся выветриванию, и особенности самого хода выветривания определяют вспучиваемость этих слюд и характер вспученного продукта обжига.

Таблица 3

Дебаграммы частично каолинизированных высокожелезистых триоктаэдрических слюд

1		2		3		4		5	
l	d	l	d	l	d	l	d	l	d
10ш	9,90	10ш	10,0	10р	9,90	8шр	9,90	10	10,0
		5ш	7,05	9ш	7,05	10ш	7,05		
2	4,97	2р	4,97	2ш	4,86	1рз	4,97	2	4,92
6	4,56	4дв	4,56	2	4,63				
				3	4,45	4ш	4,44	9	4,47
		2	3,94	3	3,90	2	3,94		
2р	3,68	2	3,68					2	3,68
		3дв	3,53	8ш	3,53	10	3,57		
7	3,33	7	3,33	8	3,33	5	3,34	9	3,32
		1	3,14	1	3,14			1	3,16
3	2,89	5	2,87	3	2,89	2	2,89	1	2,86
9	2,61	9	2,62	7	2,62	9	2,62	6	2,60
				2	2,56	1	2,56		
1	2,52	2	2,50	4	2,50	2	2,49	1	2,50
6	2,41	5	2,41	5	2,42	5	2,42	4	2,41
		1	2,35	3	2,34	6	2,34		
2дв	2,27	1дв	2,27	2	2,30	4	2,30		
4	2,16	6	2,16	6ш	2,17	4ш	2,17	2	2,15
3р	1,993	5ш	1,993	7ш	2,003	5	1,987	1	1,98
		2	1,904	2	1,904	2дв	1,904		
1р	1,849	2	1,835	3ш	1,845	3ш	1,835		
		1	1,780	2ш	1,790	2	1,780		
1	1,742	1	1,736	1	1,742	1	1,736		
4	1,692	4	1,692	2	рас1,692	6ш	1,689	3	1,689
3	1,671	6	1,664	8ш	1,671	7ш	1,667		
8	1,536	8	1,530	9	1,539	7	1,536	6	1,535
1	1,519	1	1,519			1	1,518		
		3	1,488	5	1,489	8	1,488		

1 - высокожелезистый биотит, Урал (средняя зона коры выветривания); 2 - каолинизированный высокожелезистый биотит, Урал; нижняя часть верхней зоны коры выветривания; 3 - каолинизированный высокожелезистый биотит, Приморье; верхняя зона коры выветривания; 4 - каолинизированный железистый биотит, Приазовье; верхняя зона коры выветривания; 5 - триоктаэдрический иллит (Walker, 1950).

Наименьшей вспучиваемостью обладают высокожелезистые гидрослюды, обычно очень слабо затронутые гидратацией.

Среди слабо- и умеренножелезистых слюд наибольшей вспучиваемостью обладают магниевые вермикулиты. Натриевые вермикулиты вспучиваются гораздо слабее.

Собственно вспучиваемость магниезальножелезистых гидрослюд определяется не только степенью их гидратации — количественным соотношением в них вермикулитовых и исходных слюдяных пакетов, но и особенностями структуры этих слюд — характером сочетания различных пакетов друг с другом.

При прочих равных условиях, наибольшей вспучиваемостью обладают слюды, имеющие относительно равномерное чередование в них вермикулитовых и исходных слюдяных пакетов. Максимальное вспучивание (линейное расширение в 30–50 раз) характерно для упорядоченных, смешаннослойных образований, простроенных по мотиву ФВФВ. Несколько меньше вспучиваются слюды также промежуточной степени гидратации, состоящие из относительно равномерной перемежаемости вермикулита и исходных слюдяных пачек.

Для полностью гидратированной слюды-вермикулита характерна умеренная вспучиваемость в 10–25 раз.

Мало вспучиваются также очень мелкие или очень тонкие слюды, особенно со следами разлистования и механической нарушенности.

В целом при одной и той же степени гидратации слюды, имея существенно разные структуры, например (ФВФВ), (ФВФВ + Ф+В), (Ф+В) и т.п., вспучиваются далеко не однозначно, давая разный по качеству продукт обжига.

Литература

- Basset W.A. Origin of the vermiculite deposit of Libby, Montana. Amer. Min., 44, N 3–4, 1960.
Walker G.F. Trioctahedral minerals in soil clays of north-east Scotland. Min. Mag., 1950, 29.

НЕФРИТ В ГИПЕРБАЗИТАХ ХАЛИЛОВСКОГО МАССИВА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

При структурно-геологическом картировании на Халиловском массиве в 1968 г. впервые, на Оренбургском Урале были обнаружены коренные выходы нефрита.

Халиловский ультраосновной массив пространственно и генетически приурочен к зоне сочленения восточного крыла Центрально-Уральского поднятия с западным крылом Магнитогорского мегасинклинория. Вмещающими породами являются песчано-сланцевые отложения ордовика и осадочно-вулканогенные породы силура. Магматическое становление плутона происходило в нижнедевонское время вскоре после завершения формирования силурийской спилито-диабазовой формации.

По своему геологическому положению и строению массив является типичным представителем дунит-гарцбургитовой (альпинотипной) ассоциации Урала. Сложен он в основном серпентинизированными гарцбургитами с резко подчиненными дунитами и серпентинитами по ним.

Нефрит найден в северо-восточной части массива в 10 км к северу от ст. Халилово непосредственно в коренном обнажении и крупноглыбовых элювиальных развалах на площади около 15 м².

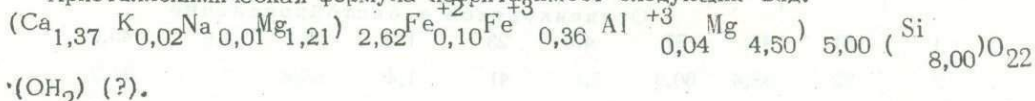
Во вмещающих серпентинитах вокруг даек метасоматически измененных габброидов наблюдаются гнезда, пересекающиеся и ветвящиеся жилки, выполненные светлым микроигльчатым тремолитом. В нефрите в свою очередь имеются ксенолиты (верхние скиалиты по терминологии Гудслида) серпентинитов разных размеров и форм; участками порода напоминает брекчию, "обломки" которой представлены перекристаллизованным серпентинитом.

Непосредственно в обнажении и в отдельных образцах можно проследить все стадии взаимных замещений и переходов серпентинита в нефрит — от каплевидных образований и мелких узлов среди серпентинита через прожилки и полоски нефрита до мономинеральных нефритов. Прожилки по простиранию пересекаются, рассекая и расчлняя темно-зеленый серпентинитовый субстрат. Эти морфологические особенности характера развития нефрита внешне напоминают мигматизацию и указывают на инъекционно-метасоматическую природу его. В шлифах более четко можно наблюдать все стадии метасоматического замещения серпентинита микроигльчатым тремолитом с образованием переходных серпентин-тремолитовых и тремолит-серпентинитовых пород до мономинеральных тремолититов (нефритов).

Авторы располагают химическими анализами всей совокупности переходных пород от серпентинита до нефрита (табл.1). Для более наглядного представления хода процесса превращения серпентинитов в нефрит данные химических анализов пересчитаны по методу Барта и нанесены на диаграмму (фиг.1).

Анализ диаграммы показывает на привнос SiO_2 , CaO , K_2O и Na_2O и одновременный вынос из серпентинитов магния, хрома и железа.

Кристаллохимическая формула нефрита имеет следующий вид:



Нефрит Халиловского месторождения макроскопически представляет собой плотную, монолитную породу. В естественном сколе и полированных образцах цвет породы светлый, желтовато-серый со слабым зеленоватым оттенком. Твердость ее по шкале Мооса равна 6-8,5. Порода сложена микроспутанно-волокнистым агрегатом тремолита в ассоциации с серпентином (антигоритом); отмечается тальк в количестве 5-8%, зернышки магнетита и хромшпинелидов.

По заключению специалистов треста "Цветные камни" (Е.Зитта), Халиловский нефрит по своим художественно-декоративным качествам уступает яркоокрашенным нефритам Восточной Сибири. Однако он своеобразен, в достаточной мере декоративен и, при соответствующей блочности, может быть использован в прикладном искусстве (в мозаичных работах, в качестве подставок под металлическую скульптуру и пр.).

Таблица 1

Химический состав серпентинитов и нефрита * (в вес.%)

Окислы	Серпентинит (средний из трех)	Тремолит-сер- пентиновая по- рода (среднее из двух)	Серпентин-тре- молитовые по- роды (среднее из трех)	Нефрит (среднее из двух)
SiO ₂	38,16	46,02	49,30	53,82
TiO ₂	0,16	0,07	0,24	0,12
Al ₂ O ₃	0,57	0,55	1,17	0,53
Cr ₂ O ₃	0,30	0,16	-	0,06
Fe ₂ O ₃	5,29	1,78	1,60	1,66
FeO	2,86	4,17	3,23	2,85
MnO	0,08	0,04	0,04	0,07
CaO	0,49	3,39	7,52	8,68
MgO	37,18	33,42	28,70	25,78
P ₂ O ₅	0,14	0,03	Не обн.	0,01
K ₂ O	0,01	0,01	" "	0,13
Na ₂ O	0,02	0,08	" "	0,10
П.п.п.	14,32	11,44	7,69	5,78
H ₂ O	1,29	1,09	0,09	1,27
NiO	0,31	0,15	0,130	0,05
CoO	0,014	0,008	0,01	0,006
Сумма ...	100,37	99,61	100,45	99,65

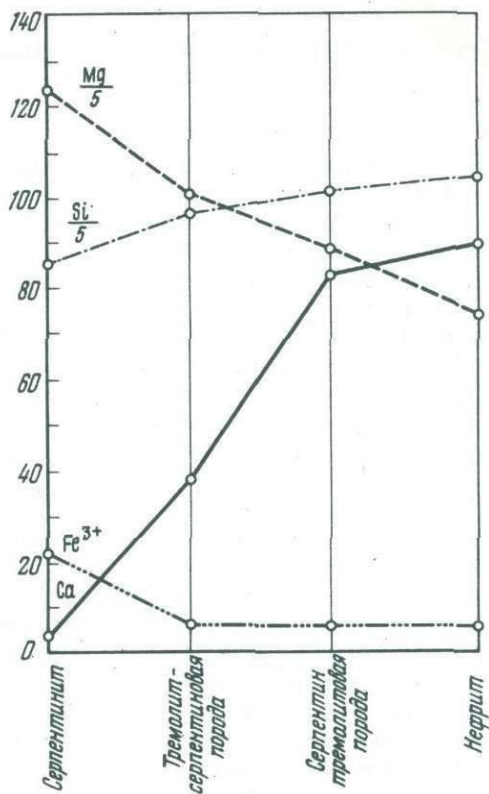
* Все химические анализы выполнены в ЦХЛ Оренбургского геологического управления.

Таблица 2

Петрохимические характеристики слабоизмененных метальтрабазитов и серпентинитов (по методу Н.Д.Соболева)

Номер анализа	Номер образца	s	b	M/F	h	Виртуальный состав			
						шпинель 2с	оливин z	монок- линный пироксен х	ромби- ческий пироксен у
Осипенковское асбестопроявление									
1	51	41	57	4,5	23	1,8	48,1	4,5	45,6
2	52	38,4	60,3	7,1	41	1,4	65,8	2,1	31,2
3	734	39,4	58,6	6,0	26	2,0	57,6	4,7	35,7
4	896	38,6	60,1	5,5	32	1,2	64,4	8,0	26,4
Куйбышевское асбестопроявление									
5	1368	39,1	59,9	6,4	61,2	1,0	62,3	-	36,7
6	1549	37,1	62,2	6,3	38,6	0,7	75,2	-	24,1
7	1551	36,9	62,0	6,2	42,2	1,1	75,2	-	23,7
8	1552	37,3	62,5	6,2	41,4	0,2	75,8	-	24,0
9	1371	39,2	60,7	7,2	59,4	0,1	64,7	1	34,2
Андреевский участок									
10	1702	45,9	50,7	3,0	26	3,4	14,4	14,0	68,2

Диаграмма изменения химического состава от серпентинита до нефрита



Широкое развитие аналогичных описанным процессам амфиболитизации гипербазитов в связи с габброидами в ряде гипербазитовых массивов зоны Центрально-Уральского поднятия Южного Урала позволяет положительно оценивать их в отношении нефрита. В первую очередь необходимо провести поисково-разведочные работы на Халиловском массиве с целью оценки промышленной значимости выявленной залежи нефрита.

ГЕОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПАРАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕФРИТА В ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Все известные до сих пор месторождения нефрита Восточной Сибири сосредоточены в Восточном Саяне, который является наиболее крупным нефритоносным районом СССР. Месторождения нефрита приурочены здесь к массивам ультраосновных пород, образующим пояс широтного направления (Колесник, 1965). Общие запасы сортового нефрита саянских месторождений оцениваются примерно в 300 т, из них на долю нефрита, находящегося в коренном залегании, приходится не многим более 100 т. Среди последнего только одна треть относится к высококачественным сортам. Нефритовые жилы, приуроченные к контактам серпентинитов и более молодых основных пород, имеют небольшие размеры, вследствие чего прирост запасов сортового нефрита из коренных месторождений очень невелик. Ряд месторождений, представленных единичными валунами, уже отработан. Эксплуатация некоторых месторождений сопряжена с трудностями из-за неблагоприятных географо-экономических условий.

Значительный интерес представляет поэтому открытие в 1969 г. в Парамском гипербазитовом массиве нового месторождения (в глыбах) нефрита (Самбуев и др., 1970). В коренном залегании нефрит открыт здесь в 1970 г. К.Ш.Шагжиевым.

Парамский гипербазитовый массив находится на северо-востоке Бурятской АССР, на границе республики с Читинской областью. Он приурочен к осевой части Северо-Муйского хребта, в месте пересечения его р. Витимом. Массив является одним из крупнейших среди серии гипербазитовых массивов Средне-Витимской горной страны. В региональном структурном плане он размещен в нижнепротерозойском складчатом обрамлении жесткой Муйской глыбы архея и залегает в отложениях килианской толщи нижнего протерозоя, в составе которой главную роль играют осадочные породы, тесно перемежающиеся с туффидами и эффузивами, превращенными большей частью в актинолитовые или хлоритовые ортосланцы и порфириды (Салоп, 1964).

Массив представляет собой крутопадающее линзовидное тело длиной 22 км, шириной 4 км (в раздуже), ориентированное в меридиональном направлении согласно с господствующими структурами вмещающих пород. Он имеет зональное строение. Центральная часть его сложена серпентинизированными гарцбургитами, в которых наблюдаются линзовидные и полосовидные, иногда ветвящиеся, тела дунитов, обычно очень слабо серпентинизированных. Ближе к контактам степень серпентинизации возрастает, и серпентинизированные дуниты и гарцбургиты сменяются пятнистыми серпентинитами (с реликтами оливина и пироксена). Последние в краевых частях массива переходят в серпентиниты с единичными реликтами оливина и включениями карбоната и бастиа.

Дуниты представляют собой светло-зеленые, желто-зеленые массивные мелко- и среднезернистые породы, почти нацело сложенные панидиоморфным агрегатом изометричных зерен оливина ($N_g = 1,692$, $N_p = 1,671$, $N_g - N_p = 0,021$). Размеры кристаллов оливина колеблются от 0,5 до 2 мм в поперечнике. В дунитах почти всегда присутствует вкрапленность хромшпинелидов. В отдельных случаях зерна хромшпинелидов образуют тонкие короткие жилки, сопровождающиеся зеленым хлоритом. Такие жилки отчетливо секут зерна оливина. В большинстве случаев дуниты очень слабо серпентинизированы, иногда совершенно не затронуты серпентинизацией. Серпентин в них представлен пластинчатым антиноритом, развивающимся по краям зерен оливина. Однако отмечаются и такие разности дунитов, в которых серпентин представлен тонкими волокнами хризотила, равномерно пронизывающими всю оливиновую массу. Химический состав дунитов приведен в табл. 1.

Серпентинизированные гарцбургиты, развитые преимущественно в центральной части массива, отличаются темно-серым цветом и порфировидностью, обусловленной выделением в мелкозернистом серпентин-оливиновом агрегате несколько более крупных (от 0,2 до 5,0 мм) и удлиненных призматических кристаллов ромбического пироксена (гиперстена). Содержание ромбического пироксена колеблется от

Таблица 1

Химический состав (в вес. %) дунитов
Парамского гипербазитового массива¹

Оксиды	402	411	421	435	436	454в	455
SiO ₂	40,59	40,60	40,79	39,80	39,38	40,88	40,20
TiO ₂	0,04	0,01	Не обн.	0,09	0,02	0,06	0,03
Al ₂ O ₃	1,80	1,57	0,93	0,82	0,51	0,12	0,76
Fe ₂ O ₃	2,22	1,44	1,70	1,55	3,29	1,61	1,89
Cr ₂ O ₃	0,55	0,70	0,34	0,042	0,093	0,062	0,144
FeO	5,05	5,08	5,17	6,07	5,45	4,62	6,95
NiO	0,27	0,30	0,34	0,29	0,28	0,31	0,347
CoO	0,01	0,01	0,009	0,009	0,012	0,009	0,015
MnO	0,10	0,09	0,11	0,11	0,18	0,03	0,13
MgO	45,14	49,36	49,27	47,97	47,88	48,58	47,56
CaO	0,28	0,22	0,39	0,35	0,11	0,49	0,45
Na ₂ O	0,05	0,05	0,05	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
K ₂ O	0,005	0,005	0,005	" "	" "	" "	" "
H ₂ O	0,31	0,03	0,10	" "	0,10	0,03	0,14
CO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,01	0,08	0,15	Не обн.
P ₂ O ₅	0,19	0,21	0,17	0,07	0,04	0,07	0,13
SO ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
П.п.п.	3,64	0,72	0,73	2,84	3,16	3,23	1,53
Сумма...	100,24	100,39	100,09	100,01	100,58	100,24	100,26

¹ Анализы выполнены в химической лаборатории Бурятского геологического управления (БГУ), аналитики Р.Т.Вяткина, С.Б.Егорова, В.И.Ермакова, В.М.Игнатович, Н.С.Храмцова, В.В.Шуина, М.Ф.Янова.

10 до 25%, оливина - от 50 до 90%. Гарцбургиты, так же как дуниты, содержат редкую рассеянную вкрапленность хромшпинелидов. Степень серпентинизации неравномерная. Химический состав серпентинизированных гарцбургитов приведен в табл. 2.

Пятнистые серпентиниты имеют темно-серый цвет, отчетливо выраженную порфиобластовую структуру, которая связана с присутствием реликтов оливина и ромбического пироксена. Серпентин представлен пластинчатыми и волокнистыми разновидностями, а также баститом. В породах отмечается постоянное присутствие акцессорного магнетита. Химический состав пятнистых серпентинитов (табл. 3) свидетельствует об их апогарцбургитовой породе, на что указывают реликты оливина и ромбического пироксена.

Месторождение нефрита находится в левом борту долины руч. Привального (в 1 км выше устья), левого притока р. Витим. Оно приурочено к западному контакту Парамского массива с амфиболитами нижнего протерозоя, в виде пластообразного тела прослеживающимся вдоль контакта массива. В амфиболитах отмечаются линзовидные тела углисто-карбонатных сланцев и серпентинитов (фиг. 1,2).

Таблица 2

Химический состав (в вес. %) серпентинизированных гарцбургитов Парамского гипербазитового массива¹

Окислы	401	410а	419	425	428	430	449	452
SiO ₂	39,80	41,30	40,56	40,26	40,90	41,40	40,86	39,60
TiO ₂	0,03	0,04	0,34	0,02	0,02	0,13	0,12	0,29
Al ₂ O ₃	0,91	0,92	0,78	1,12	1,12	0,87	1,09	0,34
Fe ₂ O ₃	3,30	1,68	5,46	3,97	3,12	5,13	1,43	5,43
Cr ₂ O ₃	0,089	0,10	0,067	0,148	0,08	0,20	0,157	0,069
FeO	4,61	6,30	2,46	3,30	4,96	2,46	6,10	1,83
NiO	0,25	0,25	Не опр.	0,24	0,26	Не опр.	0,26	Не опр.
CoO	0,013	0,12	"	0,011	0,011	"	0,010	"
MnO	0,13	0,13	0,13	0,12	0,13	0,11	0,11	0,10
MgO	43,73	43,10	43,60	42,11	43,11	42,20	44,43	43,86
CaO	0,79	1,24	0,55	1,13	1,36	1,45	0,77	1,11
Na ₂ O	0,10	Не обн.	0,40	0,10	Не обн.	0,40	Не обн.	0,14
K ₂ O	Не обн.	"	Не обн.	Не обн.	"	Не обн.	"	Не обн.
H ₂ O ⁻	0,08	0,07	"	0,08	0,08	"	0,07	"
CO ₂	0,42	Не обн.	Не опр.	0,10	0,04	Не опр.	0,13	Не опр.
P ₂ O ₅	0,08	0,06	0,09	0,06	0,06	0,07	0,08	0,05
SO ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
П.п.п.	6,04	4,81	0,50	7,47	5,00	5,35	4,53	6,74
Сумма...	100,36	100,01	99,93	100,23	100,25	99,77	100,14	99,56

¹ Анализы выполнены в химической лаборатории Бурятского геологического управления, аналитики С.Б.Егорова, В.И.Ермакова, В.М.Игнатович, Н.К.Храмцова, В.В.Шуина.

Непосредственно около контакта с амфиболитами серпентиниты массива имеют черный цвет, скрытокристаллическую структуру, интенсивно трещиноваты. По трещинам в них развиты серпофит и брейнерит. Серпентиниты почти нацело сложены пластинчатым и листоватым серпентином ($N_g = 1,156$, $N_p = 1,552$, $N_g - N_p = 0,009$), лишь местами в них присутствуют единичные реликтовые неправильные зерна магнетита, корродированные серпентином. Отмечается постоянное присутствие магнетита (до 5%) в виде точечной вкрапленности, равномерно рассеянной по всей массе породы. Химический состав серпентинитов краевой зоны массива приведен в табл. 4.

В амфиболитах, вблизи контакта их с массивом, наблюдается линзовидное тело серпентинитов мощностью 20–25 м. Серпентиниты этого тела внешне ничем не отличаются от серпентинитов краевой части массива. Они сложены почти нацело пластинчатым антигоритом ($N_g = 1,570$, $N_p = 1,561$, $N_g - N_p = 0,009$). В контактах с амфиболитами они интенсивно рассланцованы и содержат тонкие прожилки поперечно-волоконистого хризотила ($N_g = 1,553$, $N_p = 1,530$, $N_g - N_p = 0,023$).

Таблица 3

Химический состав (в вес. %) пятнистых серпентинитов
Парамского гипербазитового массива¹

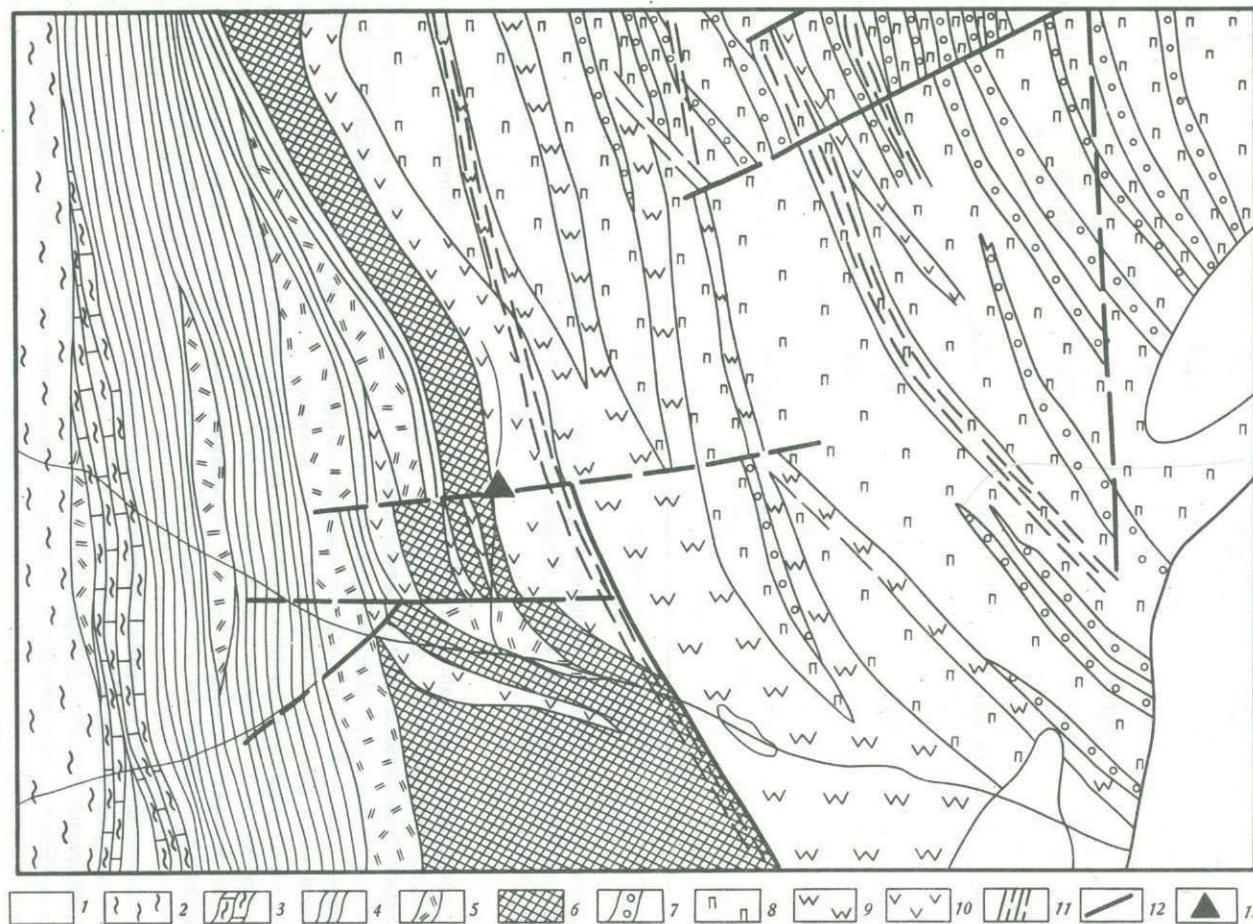
Окислы	441	442	444	495	629
SiO ₂	39,82	40,32	40,85	40,44	38,90
TiO ₂	0,09	0,12	0,13	0,08	0,03
Al ₂ O ₃	1,48	1,01	0,71	1,72	1,52
Fe ₂ O ₃	4,39	3,55	3,66	4,48	4,36
Cr ₂ O ₃	0,208	0,197	0,214	0,275	0,288
FeO	3,32	3,75	4,82	2,99	3,19
NiO	0,25	0,24	0,24	0,246	0,253
CoO	0,011	0,009	0,010	0,011	0,011
MnO	0,10	0,10	0,13	0,11	0,11
MgO	40,50	39,99	40,80	38,06	40,00
CaO	1,33	1,05	0,49	1,28	0,90
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
K ₂ O	"	"	"	"	"
H ₂ O	0,03	0,13	0,08	0,02	0,14
CO ₂	0,13	0,23	0,06	0,28	0,03
P ₂ O ₅	0,07	0,09	0,10	0,20	0,13
SO ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
П.п.п.	8,62	9,45	7,89	10,15	10,31
Сумма...	100,35	100,23	100,18	100,34	100,17

¹ Анализы выполнены в химической лаборатории Бурятского геологического управления, аналитики - В.М.Игнатович, С.Б.Егорова.

Из аксессуарных минералов отмечается магнетит (до 3%). Химический состав серпентинитов линзовидного тела приведен в табл. 4.

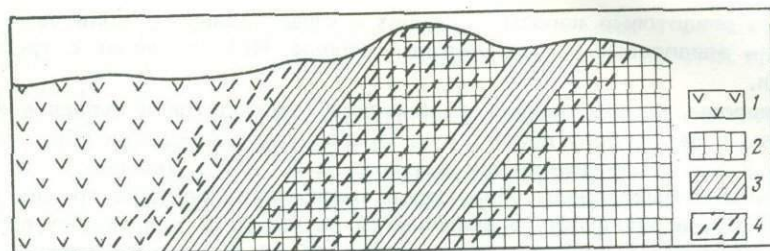
Амфиболиты имеют темно-зеленый цвет, гранонематобластовую структуру и полосчатую текстуру. Они состоят из обыкновенной роговой обманки (75%), плагиоклаза (20%), из аксессуарных минералов присутствуют сфен и магнетит (5%). Обыкновенная роговая обманка обладает зеленой окраской и образует неправильные, иногда деформированные таблитчатые и призматические кристаллы длиной до 1 мм ($c:Ng = 21^\circ$, $Ng = 1,678$, $Np = 1,660$, $Ng-Np = 0,018$). В промежутках между кристаллами роговой обманки развивается альбит. В сторону контакта с серпентинитами в амфиболитах содержание альбита уменьшается, и породы приобретают существенно роговообманковый состав и нематобластовую структуру. Изменение минерального состава находит отражение в уменьшении содержания кремнезема и натрия (табл. 5).

Проявление нефрита в коренном залегании, а также многочисленные глыбы его пространственно приурочены к контакту амфиболитов и серпентинитов. Контактные взаимоотношения этих пород очень сложны. В одних случаях на контакте появля-



Фиг. Схема геологического строения Парамского месторождения нефрита

1 - современные аллювиальные отложения; 2-6 - нижнепротерозойская осадочно-эффузивная толща (килянская подсерия): 2 - хлоритовые, кварц-хлоритовые; карбонат-серицит-хлоритовые сланцы; 3 - карбонатно-хлоритовые, эпидот-карбонат-хлоритовые сланцы; 4 - углисто-серицит-кварцевые, углисто-серицит-хлоритовые сланцы; 5 - метаморфизованные эффузивы разного состава; 6 - ортоамфиболиты; 7-10 - гипербазиты Парамского комплекса; 7 - дуниты; 8 - перидотиты; 9 - пятнистые серпентиниты; 10 - серпентиниты; 11 - зоны расслаивания; 12 - линии разрывных нарушений; 13 - Парамское месторождение нефрита



Фиг. 2. Геологический разрез через контакт серпентинитов линзовидного тела и амфиболитов

1 - серпентинит; 2 - амфиболит; 3 - тремолитовые породы; 4 - рассланцевание

Таблица 4

Химический состав (в вес. %) серпентинитов краевой части массива и линзовидного тела в амфиболитах¹

Окислы	Серпентиниты из краевой части массива			Серпентиниты из линзовидного тела в амфиболитах			
	4388	4518	507	222а	223	447а	448
SiO ₂	29,24	37,40	37,34	41,24	41,42	40,50	42,36
TiO ₂	0,34	Не обн.	0,04	0,16	0,03	0,11	0,11
Al ₂ O ₃	0,80	1,28	Не обн.	2,40	1,30	0,57	0,94
Fe ₂ O ₃	5,38	5,90	6,15	2,40	1,66	4,41	2,17
Cr ₂ O ₃	0,25	0,17	Не опр.	0,26	0,23	0,27	0,24
FeO	2,32	2,03	1,92	5,77	4,57	2,59	4,82
NiO	Не опр.	0,31	Не опр.	0,28	0,26	0,25	0,14
CoO	"	0,018	"	0,02	0,005	0,018	0,009
MnO	0,13	0,08	0,02	0,11	0,11	0,13	0,11
MgO	37,50	38,07	41,12	34,96	37,70	38,67	36,51
CaO	1,00	1,23	0,34	0,90	0,34	0,28	0,11
Na ₂ O	0,32	Не обн.	0,10	0,14	0,13	0,14	0,12
K ₂ O	Не обн.	"	Не обн.	0,10	0,10	Не обн.	0,10
H ₂ O	"	0,10	0,03	0,20	Не обн.	0,15	0,45
P ₂ O ₅	0,04	Не обн.	0,19	0,02	0,02	0,05	0,005
V ₂ O ₅	Не опр.	0,05	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,05	0,05
SO ₃	Не обн.	0,10	0,17	0,01	0,26	0,41	0,020
П.п.п.	22,40	13,10	12,36	11,66	12,36	11,72	11,93
Сумма..	99,75	99,83	99,78	100,62	100,49	100,32	100,18

¹ Анализы выполнены в химической лаборатории Бурятского геологического управления, аналитики - С.Б.Егорова, В.М.Игнатович, Н.Н.Чернионная, М.Ф.Янова, Р.Т.Вяткина.

ются существенно эпидотовые породы, в других – существенно тремолитовые породы, в третьих – эпидотовые и тремолитовые породы. Нефрит связан с тремолитовыми породами.

Эпидотовые породы, развивающиеся на контакте амфиболитов и серпентинитов массива, обнажены в левом бору долины руч. Привального. Здесь они образуют тело мощностью 2,0–2,5 м, имеющее простирание на СЗ 350°. Непосредственно около контакта эпидотовые породы образуют в амфиболитах секущие прожилки мощностью до 10 см, проникающие в амфиболиты на 0,5 м. В эпидотовых породах амфиболиты присутствуют в виде ксеногенных включений, размеры которых меняются от 2 × 3 см до 0,5 × 0,5 м. Включения имеют удлиненную или неправильную форму. На западном контакте линзовидного тела серпентинитов и вмещающих их амфиболитов мощность зоны эпидотовых пород не превышает 0,5 м. Эпидотовые породы светло-зеленые, средне- и мелкозернистой структуры, массивной текстуры. Они состоят из эпидота (80–90%), карбоната (6–10%), плагиоклаза (5–10%).

Эпидот выделяется в виде неправильных, реже изометричных зерен размером от 0,3 до 2,0 мм.

Таблица 5

Химический состав амфиболитов (в вес. %) ¹

Окислы	438	224	223в	448ж	514	448е	448в	451
SiO ₂	52,76	52,54	42,30	45,58	42,66	40,88	40,64	40,92
TiO ₂	1,27	2,10	1,57	1,71	2,54	2,61	0,86	2,35
Al ₂ O ₃	15,06	11,86	12,20	14,64	15,30	12,86	10,19	11,66
Fe ₂ O ₃	6,20	1,87	3,66	4,55	5,61	4,84	2,24	4,22
FeO	2,90	10,55	12,38	8,43	7,99	9,62	12,38	10,32
Cr ₂ O ₃	0,013	0,02	0,020	0,06	Не опр.	0,05	0,03	0,03
NiO	Не опр.	0,04	0,022	0,024	"	0,036	0,032	0,019
CoO	"	0,001	0,009	0,008	"	0,009	0,008	0,008
MnO	0,16	0,25	0,27	0,18	0,17	0,21	0,23	0,24
MgO	6,75	5,90	10,15	6,10	7,33	8,10	17,91	6,97
CaO	7,26	6,15	13,11	12,44	14,64	15,91	7,45	18,70
Na ₂ O	4,90	3,75	1,00	2,50	0,63	58	0,76	0,34
K ₂ O	0,90	0,82	0,44	0,40	0,10	0,37	0,30	0,20
H ₂ O	Не обн.	0,09	Не обн.	0,18	0,03	0,26	0,24	0,27
P ₂ O ₅	0,11	0,48	0,14	0,11	0,40	0,21	0,17	0,13
V ₂ O ₅	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,11	Не опр.	0,12	0,11	0,11
SO ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02	0,02	Не обн.
П.п.п.	1,35	3,41	2,75	2,82	2,64	3,46	6,34	3,45
Сумма...	99,63	99,83	100,02	99,83	100,04	100,13	99,90	99,94

¹

Анализы выполнены в химической лаборатории Бурятского геологического управления, аналитики – В.М.Игнатович, Н.Н.Чернионная, Р.Т.Вяткина, Э.Н.Федорова, В.В.Шуина.

Карбонат представлен неправильными зернами доломита и кальцита, размер которых колеблется от 1,0 до 3,0 мм. Карбонаты содержат вроски призматических зерен эпидота.

Плагиоклаз присутствует в виде неправильных кристаллов размером до 2 мм и представлен альбит-олигоклазом.

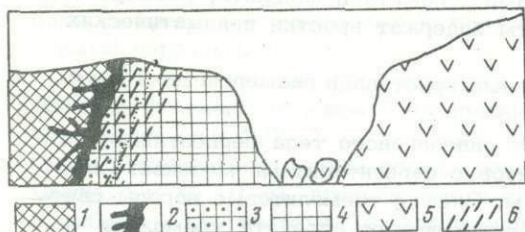
Тремолитовые породы развиты по контакту линзовидного тела серпентинитов с амфиболитами, а также по контакту амфиболитов с серпентинитами массива. Они обычно образуют зоны мощностью от 1 до 3 м. Внешне тремолитовые породы светло-серые, сланцеватые, состоят из спутанно-волоконистого агрегата тремолита (90-95%), в массе которого выделяются более крупные лучистые и призматические кристаллы (длиной до 1,0-1,5 мм) тремолита ($N_g = 1,630$, $N_p = 1,603$, $N_g - N_p = 0,027$). Последние ориентированы по сланцеватости. Кроме того, в породах отмечаются зерна рудных минералов (магнетита и хромшпинелида), из вторичных минералов - скопления чешуек хлорита (до 5%). Химический состав тремолитовых метасоматических пород представлен в табл. 6.

Таблица 6

Химический состав тремолитовых пород (в вес. %) ¹

Окислы	447б	447в	438б	448а	448б	448г	448д
SiO ₂	54,34	52,12	54,98	53,64	53,32	50,72	54,52
TiO ₂	0,08	0,08	0,09	0,08	0,45	0,14	0,08
Al ₂ O ₃	1,59	3,24	1,37	1,66	1,42	4,02	1,46
Fe ₂ O ₃	0,81	0,69	1,12	0,80	1,07	1,23	1,10
FeO	4,01	4,33	4,04	4,16	5,67	5,96	4,77
Cr ₂ O ₃	0,39	0,19	0,089	0,24	0,11	0,27	0,17
NiO	0,097	0,150	0,25	0,14	0,067	0,22	0,22
CoO	0,008	0,006	0,013	0,009	0,010	0,011	0,009
MnO	0,07	0,13	0,08	0,08	0,12	0,13	0,11
MgO	22,92	23,45	23,83	23,96	21,44	21,93	21,94
CaO	12,00	10,76	10,80	10,20	9,52	10,31	12,00
Na ₂ O	0,15	0,20	0,10	0,16	0,17	0,20	0,20
K ₂ O	0,10	0,10	He обн.	0,10	0,12	0,10	0,10
H ₂ O ⁻	0,20	0,21	0,16	0,29	0,38	0,35	0,33
P ₂ O ₅	He обн.	0,005	0,07	0,005	0,01	0,005	0,005
V ₂ O ₅	0,05	0,07	He опр.	0,05	0,08	0,11	0,09
SO ₃	0,02	0,02	0,38	0,16	He обн.	He обн.	He обн.
П.п.п.	3,05	4,30	2,88	4,34	6,03	4,46	2,92
Сумма...	99,89	100,04	100,25	100,07	99,98	100,16	100,02

¹ 447б, 447в - тремолитовые породы из глыб, 438 - из зоны контакта амфиболитов и серпентинитов массива, 448а, 448б, 448г, 448д - из зоны контакта амфиболитов и линзовидного тела серпентинитов, анализы выполнены в химической лаборатории Бурятского геологического управления, аналитики - В.М.Игнатович, Н.Н.Чернионная.



Фиг. 3. Геологический разрез через контакт серпентинитов массива и амфиболитов

1 - серпентиниты; 2 - амфиболиты; 3 - эпидотовые породы; 4 - тремолитовые породы сланцеватые; 5 - нефриты; 6 - рассланцевание

Нефриты в коренном залегании выходят среди тремолитовых пород, залегающих между эпидотовыми породами, развивающимися по амфиболитам, и серпентинитами. Здесь отмечается зональность следующего характера (фиг. 3). Непосредственно около контакта с амфиболитами наблюдается оторочка эпидотовых пород мощностью 20 см. Амфиболиты интенсивно рассланцованы, катаклазированы и хлоритизированы (до 30%). Эпидотовые породы образуют в амфиболитах секущие прожилки мощностью до 2 см. В этих прожилках и вблизи них эпидот образует шестоватые кристаллы длиной до 4 мм, по зальбандам переходящие в тонкозернистые до пелитоморфных агрегаты. Далее в сторону серпентинитов и эпидотовым породам развиваются лучистые и волокнистые новообразования тремолита ($N_g = 1,633$, $N_p = 1,607$, $N_g - N_p = 0,026$). Тремолитовые породы слагают зону мощностью около 0,5 м. Они грязно-серые, сланцеватые. Тремолитовые породы переходят в нефриты болотно-зеленого цвета, обладающие грубо рассланцовой текстурой. Тело нефритов во скрытой части обнажения составляет около 1,5 м. Взаимоотношения нефритового тела с серпентинитами не установлены.

О генетической связи нефритов с тремолитовыми породами свидетельствует также присутствие в некоторых валунах тремолитовых пород желваков (размером до 10-15 см в поперечнике) темно-зеленого нефрита без включений.

Наиболее чистые разности сортового нефрита на месторождении представлены в виде колловиальных глыб размерами в среднем $1,5 \times 2,0 \times 1,0$ м.

Нефрит Парамского месторождения представляет собой плотную массивную скрытокристаллическую породу. Цвет в сколах светло-зеленый, серовато-зеленый, в полированных штуфах - густо-зеленый до травяно-зеленого, участками болотно-зеленый, что обусловлено примесью хлорита. В нефрите отмечаются тонкие шнуровидные секущие прожилки пелита. Излом его занозистый с пылеватым налетом, без блеска. Твердость 6,5. Под микроскопом устанавливается, что нефрит состоит из агрегата тонких и коротких волокон тремолита, тесно переплетающихся между собой и создающих спутанноволокнистую структуру. В болотно-зеленых разностях отмечены новообразования тонкочешуйчатого хлорита, который развивается в виде отдельных гнезд и колоний (размером 1,0-1,5 мм в поперечнике). Химический состав нефритов приведен в табл. 7 и 8.

Кривые нагревания нефритов из коренного залегания и из глыб свидетельствуют о близости их состава (фиг. 4). Четкий эндотермический эффект при температуре 1040°C делает их сопоставимыми с восточно-сиаянскими (Колесник, 1965).

Парамское месторождение нефрита по генезису является контактово-метасоматическим. Оно связано с воздействием ультраосновной магмы на вмещающие породы. Об этом свидетельствует метасоматическая зональность пород, развивающихся в контактовых зонах. Устанавливается, что исходные амфиболиты замещаются сначала эпидотовыми породами, а затем тремолитовыми породами, которые переходят в серпентиниты краевой части массива. В некоторых случаях эпидотовая зона отсутствует и непосредственно на контакте амфиболитов с серпентинитами развиваются тремолитовые породы. Весьма важным обстоятельством является присутствие среди исходных пород амфиболитов, химический состав которых соответствует составу основных пород. Именно амфиболиты предопределяют развитие метасоматической зональности, при которой создаются благоприятные условия для нефритообразования. Достаточно в этом отношении отметить тот факт, что при замещении вмещающих пород другого состава (сланцы, известняки) в Парамском массиве образуются метасоматические карбонатно-тальковые и тальковые породы.

Таблица 7

Химический состав (в вес. %) нефритов¹

Окислы	447д	451б	451г
SiO ₂	56,70	52,48	55,10
TiO ₂	0,08	0,45	Не обн.
Al ₂ O ₃	0,70	2,24	1,27
Fe ₂ O ₃	0,34	1,34	1,15
FeO	3,70	5,64	3,25
Cr ₂ O ₃	0,07	0,15	0,11
NiO	0,065	0,13	0,15
CoO	0,006	0,010	0,014
MnO	0,12	0,11	0,12
MgO	23,73	21,79	22,62
CaO	12,66	10,87	14,15
Na ₂ O	0,20	0,16	Не обн.
K ₂ O	0,10	0,10	"
H ₂ O ⁻	0,12	0,30	"
P ₂ O ₅	Не обн.	0,06	"
V ₂ O ₅	0,06	0,05	0,06
SO ₃	Не обн.	0,02	Не обн.
П.п.п.	2,37	3,96	2,10
Сумма...	100,01	99,86	100,09

¹ 447д - нефрит из глыб, 451б - нефрит в коренном залегании, 451г - нефрит из желваков тремолитовых пород. Анализы выполнены в химической лаборатории Бурятского геологического управления, аналитики - В.М.Игнатович, Н.Н.Чернионная.

Метасоматоз, предопределенный гидротермальными растворами передового фронта внедряющейся ультраосновной магмы, приводил к постепенному замещению амфиболитов эпидотовыми и тремолитовыми породами, приближая постепенно состав метасоматитов к составу серпентинитов. Это было связано прежде всего с высокой подвижностью в растворах кальция и магния. В процессе замещения амфиболитов можно выделить несколько стадий: низкотемпературную - эпидотовую, среднетемпературную - тремолитовую и высокотемпературную - серпентиновую.

Парамское месторождение нефрита отличается некоторыми генетическими особенностями от месторождений нефрита Восточного Саяна. В Восточном Саяне нефрит развит в метасоматических породах возле даек габбро и долеритов, прорывающих серпентиниты (Колесник, 1965). В Парамском же месторождении он приурочен к метасоматическим породам, развивающимся по контакту древних амфиболитов с серпентинитами, которые формируются в результате процессов замещения ультраосновной магмой вмещающих пород. В этом сравнении обращает внимание тождественность составов исходных пород, участвующих в метасоматических реакциях,

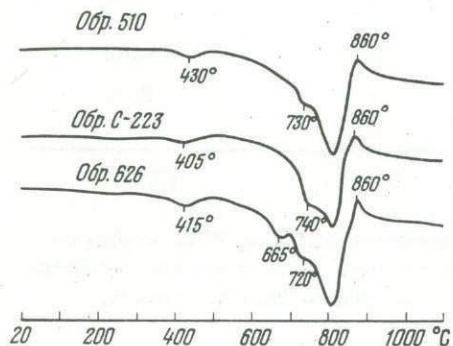
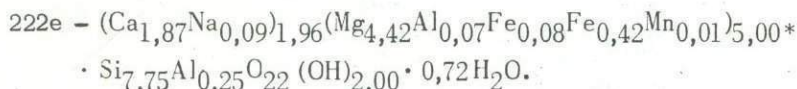
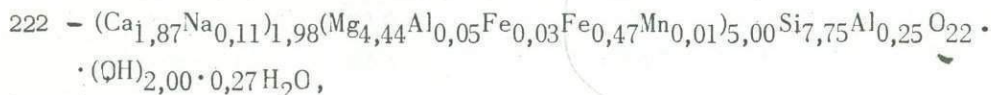
Таблица 8

Химический состав мономинеральных фракций нефритов (в вес. %)

Окислы	222	222е	Окислы	222	222е
SiO ₂	56,34	55,79	CaO	12,65	12,57
TiO ₂	0,09	0,08	Na ₂ O	0,45	0,37
Al ₂ O ₃	1,78	1,88	K ₂ O	0,03	0,01
Fe ₂ O ₃	0,31	0,81	H ₂ O ⁻	0,07	0,24
FeO	4,11	3,58	H ₂ O ⁺	2,48	2,94
MnO	0,07	0,09	SO ₃	0,07	Не обн.
MgO	21,67	21,40			
			Сумма...	100,05	99,52

Анализы выполнены в химической лаборатории отдела геологии Бурятского филиала СО АН СССР, аналитик Н.Н.Гурулева.

Кристаллохимические формулы нефритов:



Фиг. 4. Дифференциальные кривые нагревания нефритов

Обр. 150 - из глыбовых развалов; обр. С-223 - из коренного залегания; обр. 626 - из желваков в тремолитовых породах (аналитик В.Б.Убодоев, лаб. БГУ)

но генетическая сущность и роль этих пород в обоих случаях различны. Это позволяет нам высказать мнение о конвергентности процесса нефритообразования.

Запасы нефрита в Парамском месторождении подсчитаны только в глыбах и по предварительным данным составляют 40-50 т. Геологическая обстановка благоприятствует их увеличению не менее чем в 2 раза. Поиски нефрита следует направлять, придерживаясь контакта амфиболитов с серпентинитами, обращая особое внимание на зоны метасоматических эпидотовых и тремолитовых пород. Все это ставит Парамское месторождение в разряд перспективных месторождений нефрита Восточной Сибири.

Литература

- Колесник Ю.Н. Нефриты Сибири. Изд-во "Наука", 1965.
 Салой Л.И. Геология Байкальской горной области, т. 1. Изд-во "Недра", 1964.
 Самбуев К.С., Бабкин А.Ф., Шагжиев К.Ш. О новой находке нефрита в Парамском гипербазитовом массиве. - В сб. "Материалы по минералогии, геохимии и петрографии Забайкалья". Улан-Удэ, 1970.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕФРИТА В ВОСТОЧНОМ САЯНЕ

История обнаружения нефрита в Восточном Саяне и последующая разработка коренных месторождений и аллювиальных россыпей описана в работе Ю.Н.Колесникова. Начиная с 1964 г., нефритовая партия под руководством Р.С.Замалетдинова, в составе которой работали и другие авторы статьи, проводила ревизионные работы по уточнению ряда данных о коренных и россыпных месторождениях нефрита и поискам новых нефритоносных участков. Итогом этих работ явилось открытие уникальных месторождений нефрита и установление некоторых критериев поисков нефритовых месторождений.

Нефрит считается редким полезным ископаемым. Это обусловлено не только специфичностью условий его образования, которые реализуются далеко не во всех массивах. Большое значение имеет также сложность полевой диагностики нефритов, так как они плохо различимы на фоне вмещающих серпентинитов.

Наиболее крупные месторождения нефрита нами обнаружены в последние годы в Оспинском и Хара-Нурском гипербазитовых массивах. Тектоническая позиция и петрографический состав этих массивов и охарактеризованы в ряде работ. Изучению условий образования нефрита посвящена только монография Ю.Н.Колесника; причем он считает, что нефриты образуются на границе гипербазитов и пород основного состава, которые одновременно альбитизировались. Однако эта схема образования нефрита не всегда выдерживается (Сутурин, 1968). В Хара-Нурском массиве жилы нефрита связаны с метасоматически измененными дайками габбро-диабазов. Последние претерпевают аутометасоматическое изменение, заключающееся в развитии роговой обманки по авгиту и цоизита по плагиоклазу. В зависимости от интенсивности того или иного процесса образуются плагиоклаз-роговообманковые или цоизит-роговообманковые породы. В эту стадию во вмещающих апогарцбургитовых серпентинитах происходит лишь их перекристаллизация, приводящая к образованию каймы нефритоподобного антигоритового серпентинита.

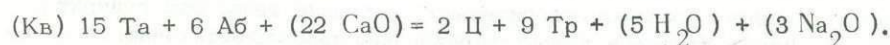
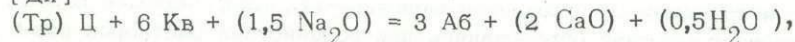
Эманации, генетически связанные с гранитоидами Холбинского комплекса, преобразовали не только дайковые породы, но и вмещающие апогарцбургитовые серпентиниты. На месте цоизит-роговообманковых пород образовались светло-серые жилы кварц-цоизит-диопсидового состава, в которых изредка присутствует альбит. В результате привноса кальция происходит замещение серпентинитов нефритом. На апо-серпентинитовую природу тремолитов, слагающих нефритовую зону, указывают зерна хромита в некоторых нефритовых жилах, сохраняющие первичную конфигурацию. В большинстве случаев нефритовые жилы отделены от перекристаллизованных серпентинитов узкой каймой светло-серого талька.

В пределах участка нефрит ассоциируется с кварц-цоизит-диопсидовой породой. Это несколько отличается от схемы образования нефритов Оспинско-Китойского месторождения, предложенной Ю.Н.Колесником, который считает, что нефрит образуется на контакте гипербазитов и габбро, при одновременной альбитизации последних.

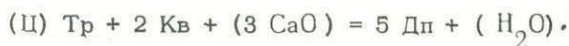
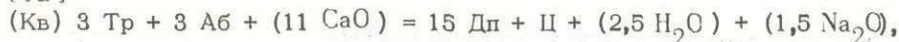
Для того чтобы выяснить условия образования нефритов и причину связи их с кварц-цоизит-диопсидовыми породами, нами была построена по методу Д.С.Коржинского диаграмма парагенезисов шести минералов (тремолит, тальк, диопсид, цоизит, кварц, альбит) в зависимости от химических потенциалов вполне подвижных компонентов — CaO и H_2O — при инертном поведении $\text{Al}_2\text{O}_3/2$, $\text{SiO}_2(\text{Mg}, \text{Fe})$

(фиг.). Для расчетов использовались стандартные формулы минералов. Приведем уравнения реакций моновариантного равновесия для двух стабильных пучков [Дп] и [Та]:

[Дп]



[Ta]



Как видно из диаграмм, ассоциация тремолита с кварц-цоизит-диопсидовым трехминеральным парагенезисом стабильна при наиболее высоких для данного процесса значений потенциала CaO . Парагенезис же тремолит - альбит устойчив при некотором понижении μCaO и повышении температуры.

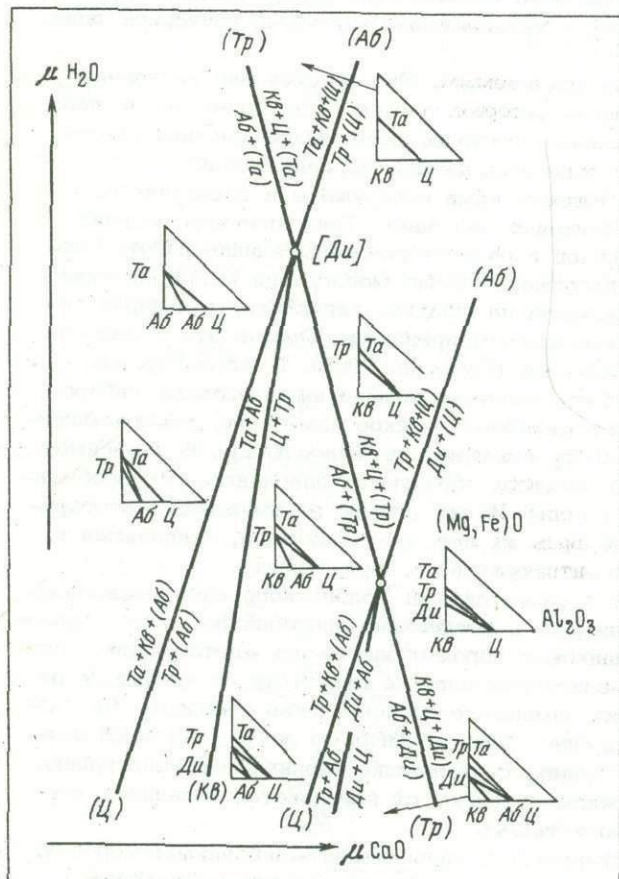


Диаграмма парагенезисов шести минералов: тремолита, талька, диопсида, цоизита, кварца, альбита - в зависимости от химических потенциалов вполне подвижных компонентов - CaO и H_2O - при инертном поведении $Al_2O_3, SiO_2(Mg, Fe)O$

На пространственное размещение парагенезисов в первую очередь влияет состав замещаемых пород. Если при замещении безглиноземистых гипербазитов образуется нефрит в ассоциации с тальком, то при аналогичных физико-химических условиях по габброидам развиваются кварц-цоизит-диопсидовые породы.

Поскольку замещаемые породы как на Оспинско-Китойском, так и на Хара-Нурском массивах аналогичны по составу и химизму, то, на наш взгляд, разница в минеральных ассоциациях метасоматических пород обусловлена главным образом составом растворов.

Так как в Оспинско-Китойском массиве, кроме широкого развития альбита, встречаются также щелочные амфиболы, то, по-видимому, метасоматические растворы были связаны с интрузиями с повышенной щелочностью. Апогаббровые породы и нефриты Хара-Нурского массива образовались при воздействии растворов нормальной щелочности, что и обусловило стабильность цоизита, а не альбита.

Хотя дайки кварц-цоизит-диопсидового состава имеют значительную длину, нефриты в контакте с ними образуют относительно небольшие тела. Это говорит о том, что рассмотренных факторов нефритообразования явно недостаточно. Возмож-

но, на локализацию нефритовых тел оказывали влияние условия выноса кальция из апогаббровых даек, а также степень трещиноватости самих серпентинитов. Не ясна роль локального давления, на существование которого указывает мощная зона рассланцевания и катаклаза, а также интенсивное дробление некоторых нефритовых тел.

Следует отметить, что нефриты ассоциируют не только с метасоматически измененными габброидами. По новым данным, жилы нефрита связаны с дайками гранит-порфиров.

Таким образом, главными предпосылками для обнаружения месторождений нефрита является наличие мощных зон катаклаза внутри гипербазитовых массивов. Насыщенность этих зон метасоматически измененными дайками основных и кислых пород является основным показателем перспективности участков. Главное значение имеет внимательное изучение контактовых зон вокруг даек. Именно такой подход позволил выявить новые нефритоносные районы как в пределах Восточного Саяна, так и в Западном Саяне и в Прибайкалье.

Литература

- Колесник Ю.Н. Нефриты Сибири. Изд-во "Наука", 1965.
Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Алипинотипные гипербазиты юга Сибири. Изд-во "Наука", 1966.
Белов И.В., Богдаева М.В. Формация ультраосновных пород восточной части Восточного Саяна и Прибайкалья. — В сб. "Петрография СССР", т. II. Изд-во АН СССР, 1962.
Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.

ЮВЕЛИРНЫЙ ХРИЗОЛИТ ИЗ ГИПЕРБАЗИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА

По сравнению с жильными оливинитами ювелирные хризолиты встречаются в природе довольно редко. На единичные находки их в коренном залегании указывали в своих работах J.Souyat и Ch.Palache и В.Н.Лодочников. В последнее время в СССР хризолит был найден в кимберлитах Якутии, в ультраосновных-щелочных породах Меймеча-Котуйской провинции. Ювелирный хризолит из гипербазитов Восточного Саяна никем не описывался. Между тем эта последняя находка оказалась интересной не только с практической стороны, но и для выяснения вопросов генезиса этого минерала.

Ювелирный хризолит обнаружен пока в Оспинском¹ и Хара-Нурском гипербазитовых массивах Восточного Саяна². Оба массива являются типичными представителями альпинотипной гипербазитовой формации кембрия. Они входят в состав известного ильчирского комплекса, который залегает в пределах каледонских структур Восточного Саяна, приурочиваясь к границе Гарганского гнейсового выступа и его палеозойского складчатого обрамления.

Геологическое строение массивов и состав изучены детально, поэтому на этом вопросе мы не останавливаемся. Укажем только, что массивы различаются формой в плане и различным соотношением петрографических разностей гипербазитов. Оспинский массив состоит из двух сопряженных удлинённых линз, сложенных преимущественно дунитами, которые занимают центральную часть, сменяясь к периферии перидотитами и серпентинитами. Хара-Нурский массив имеет более изометричную форму и сложен в основном аподунитовыми и апоперидотитовыми серпентинитами. Общим для того и другого массива является аллохтонный характер залегания относительно пород вмещающей рамы, широкое распространение пересекающихся зон расланцевания и катаклаза, которые обуславливают блоковое тектоническое строение массивов.

Наиболее интересные находки хризолита сделаны в Хара-Нурском массиве. Хризолитоносная порода обычно приурочивается к продольным зонам расланцевания и жильной серпентинизации. Эти же зоны предопределяют размещение даек кварцевых порфиров, изменённых габбро и тел нефрита.

Изучаемый минерал включен в тонко сланцеватую асбестоподобную массу хризотилово-сепиолитового состава, локализованную в серпентинитах и дунитах в виде жилобразных тел. Переходы от жил к вмещающим породам постепенные, границы жил неровные. Внутри жильных тел хризолит неравномерно рассеян, образуя либо отдельные зерна, либо их скопления. Размер зерен варьирует от 1 мм до 3 см. Агрегаты достигают 3-5 см в поперечнике. Зерна хризолита независимо от состава вмещающих пород имеют плохо выраженную кристаллическую огранку, обычно деформированы, спирально изогнуты. Встречаются формы, напоминающие натечные. В разрезе некоторые крупные выделения хризолита имеют неясно кристаллическое и радиальнолучистое строение.

В Оспинском массиве, на горе Оспин-Улан-Сарьдаг, кристаллы ювелирного оливина встречены в маломощных (5-15 см) тальковых жилках, секущих серпентинизированные и обуглероженные перидотиты. Здесь же отмечается зона жильных оливинитов. Кристаллы оливина приурочены к зальбандам тальковых жилок, перпендикулярны контактам. Тальк импреньирован сульфидами (пирит, халькопирит). Если во вмещающей Хара-Нурские хризолиты асбестоподобной массе наряду с реликтовым хромшпинелидом встречены лишь мелкие зерна сульфидов, то в тальковой жилке Оспинского массива обнаруживаются кристаллы сульфидов до 3-5 мм в поперечнике.

Поверхность зерен хризолита неровная, без следов кристаллической огранки и обычно несет кавернозно-миандровый микрорельеф, образующийся, очевидно, при растворении граней кристаллов. В отдельных зернах скульптура усложняется за

¹ Открытие И.Г.Чинакова, 1965.

² Открытие Р.С.Замалетдинова, 1966.

Фиг. 1. Зерно хризолита в серпентин-сепиолитовой массе.

Проходящий свет.
Увел. 20. Массив Хара-Нур, Восточный Саян



счет появления параллельно ветвящихся каналов, фиксирующих следы трещин отдельности. Реже наблюдаются серии тонких террасоподобных наростов, пересекающихся с реликтовыми гранями. Трещины выходят на поверхность и разъединяют зерна на блоки, что особенно типично для хризолитов из тальковых жил. Большинство трещин выполнено асбестоподобным хризолит-сепиолит-пальгорскитовым агрегатом (фиг. 1). Последний имеет кожисто-пленочное, войлочное или паутиноподобное строение, типичное для "горной кожи".

Ювелирный хризолит Хара-Нурского массива оливково-зеленого цвета, прозрачен. В хризолите Оспинского массива отмечается желтоватый оттенок за счет окисления включений хромшпинелида. Это снижает его ювелирные качества. Оптические константы минерала ($2V = 88 - 90^\circ$, $n_g = 1,688$, $n_p = 1,653$) не отличаются от констант породообразующего оливина. Рентгенограмма ювелирного хризолита (табл. 1) близка к стандартным образцам оливинов с соответствующей железистостью. Параметры его элементарной ячейки: $a = 4,754 \text{ \AA}$, $b = 10,181 \text{ \AA}$, $c = 5,980 \text{ \AA}$. Рентгеноструктурный анализ вмещающей хризолиты массы показал, что она сложена хризолитом и минералом типа сепиолита-пальгорскита. Небольшое число и нечеткость линий на рентгенограмме указывают также на присутствие аморфной фазы.

Как видно из табл. 2, типичный хризолит (проба х-1) из серпентин-сепиолит-пальгорскитовой жилы по степени железистости ближе к идеальному форстериту, чем хризолит из тальк-хризотиловой жилы. Среднее из двух проб хризолита в общем отвечает составу породообразующего оливина, с содержанием 7% фаялитовой составляющей. В то же время ювелирный хризолит выделяется повышенной дисперсией концентрации ряда главных элементов, а также относительно низким содержанием Cr и высоким — Na и K . В свою очередь ювелирные хризолиты характеризуются более высоким содержанием Mg по сравнению с количеством этого элемента в оливинах из кимберлитовых трубок. Эта же особенность отличает их от хризолитов из щелочно-ультраосновных комплексов Бор-Урях и Кутда.

Генетические особенности накладывают свой отпечаток не только на химический состав оливинов, но и на их структуру, в частности на положение элементов-примесей в кристаллической решетке. С целью выявления формы вхождения Mn и Cr были сняты спектры ЭПР породообразующего ювелирного оливина на радиоспектрометре РЭ/1301 при различных режимах (9 и 37 КМгц).

В отличие от породообразующего оливина из дунитов в спектре ЭПР хризолита присутствует одиночная широкая линия $\delta \text{ с } g_{\text{эфф}} \approx 3,0$ (фиг. 2; обр. х-1). Она имеет ряд общих признаков с характерной линией поглощения Cr в хромшпинелидах и узкой линией Cr^{3+} в хромовом ангидриде. Но в типичном виде линия Cr в хризолите не обнаруживается либо вследствие низкого содержания элемента, либо вследствие того, что хром находится в ином структурном окружении. Точно так же не фиксируется линия, принадлежащая Fe^{3+} . На линию накладывает-

Таблица 1

1		2		3		4		5		6	
x-1		750 a(OL)		750(OL)		749 форстерит		обр. 8		обр. 7	
l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n
0 - 1	5,56					3	5,137	10	7,3	10 - 9	7,36
2 - 3	5,01			1	(4,39)	1	4,703	-	-	-	-
2	4,25	2	3,94	4	3,95	2	4,277	5	4,52	6 - 5	4,58
						1	4,030	-	-	-	-
6	3,825	6	3,79			7	3,875	-	-	-	-
2	3,677			2	3,79	4	3,724	6	3,64	10 - 9	3,66
2	3,44	4	3,44	3	3,53	5	3,470	-	-	5 - 4	2,66
								5	2,74	-	-
1	3,28					3	3,330	3	2,58	5 - 4	2,594
3	3,04	4	(3,08)	2	(3,08)	3	3,027	-	-	6 - 5	2,549
3	2,967	4	2,97	2	3,02	4	2,975	6	2,44	8 - 7	2,456
			(2,82)								
9	2,744	8	2,73	7	2,792	9	2,753	2	2,25	4 - 3	2,282
				3	(2,734)			-	-	4 - 3	2,215
1	2,691					4	2,692	-	-	-	-
9	2,491	10	2,49	7	2,516	10	2,497	4	2,09	6 - 5	2,096
9	2,437	8	2,41	8	2,466	10	2,441	-	-	-	-
						1	2,385				
1	2,328	2	2,33	3	2,356	2	2,336	-	-	-	-
								-	-	4 - 3	1,829
5	2,255	7	2,24	8	2,261	9	2,250	4	1,743	6 - 5	1,748
4	2,232							-	-	-	-
3	2,145	4	2,14	5	2,162	6	2,152	-	-	-	-
1	2,021	2	2,02	2	2,044	3	2,019	-	-	-	-
								1	1,616	-	-
3	1,919	4	(1,928)	5	(1,930)	6	1,927	-	-	-	-
1	1,865	2	1,857	2	1,878	2	1,869	7	1,528	8 - 7	1,536
1	1,802	2	1,795	2	1,806	2	1,787	1	1,495	-	-
1	1,776			1	1,781			-	-	4 - 3	1,465
9	1,739	8	1,734	10	1,744	10	1,741	-	-	-	-
3	1,666	4	1,664	3	1,667	7	1,666	2	1,332	-	-
4	1,629	5	1,625	5	1,633	8	1,630	4	1,313	4 - 3	1,317
4	1,610	5	1,605	2	1,617	8	1,614	1	1,137	-	-
								2	1,098	-	-

1 - хризолит Восточного Саяна (обр. x-1 коллекции А.Н.Сутурина), 2 - 3 - эталон оливи-на, 4 - эталон форстерита, 5 - клинохризолит из сепиолит-хризолитовой жилы Восточного Саяна, 6 - эталон клинохризолита. Номера 2, 3, 6 - по Михееву. Размерность для номеров 1 - 4 в кх.

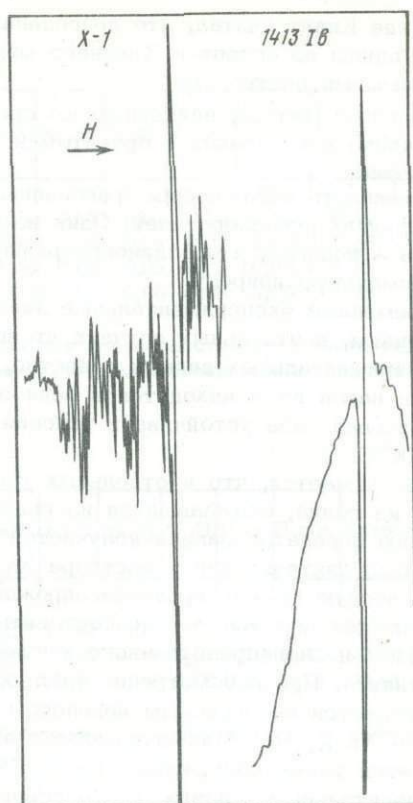
Таблица 2

Контакт хризолитоносной жилы и вмещающих пород

№ п/п	№ про-бы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	S _{общ.}
1	x-1	39,28	0,85	0,87	4,86	0,10	53,00	0,44	0,1	0,1	0,05	0,53	100,18	0,02
2	x-2	38,92	1,02	2,23	1,44	-	45,22	0,66	0,02	0,04	0,13	10,96	100,64	0,03
3	x-3	38,02	1,02	2,13	0,54	0,04	43,30	0,44	0,01	0,01	0,17	14,96	100,64	Не обн.

1 - хризолит, 2 - серпентин-сепиолитовая жильная порода, 3 - серпентинит из контакта хризолитоносной жилы. Массив Улан-Хода. Аналитик Л.П.Фролова. Коллекция А.Н.Сутурина.

Фиг. 2. Спектры ЭПР: хризолита ($\chi-1$) и породообразующего оливина дунитов (1413 Ib)



ся серия линий сверхтонкой структуры (с.т.с.), которые наиболее четко видны при температуре 77°K . На спектре, снятом при времени развертки (18 мин.), эти линии занимают всю исследуемую область магнитных полей. Сравнение линий с.т.с. с известными в литературе позволяет считать, что это с.т.с. ионов Mn^{2+} , находящихся в полях низкой симметрии. Они появляются за счет сложных взаимодействий магнитных моментов электронов и ядер. С.т.с. Mn в данном случае позволяет допускать, что элемент входит в кристаллическую структуру оливина вместо Mg . Это обосновывается, с одной стороны, существованием в группе оливина изоморфного ряда $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 - (\text{MgFe})_2\text{SiO}_4 - \text{Mn}_2\text{SiO}_4 - (\text{MnFe})_2\text{SiO}_4$, с другой — экспериментальными данными. Так, исходя из величин констант с.т.с., В.М.Винокуров и Р.С.Тухватуллин определили даже количественную зависимость степени ионности связи Mn и Mg в комплексе $\text{Mg}, \text{Mn}(\text{H}_2\text{O})$. При изучении с.т.с. Mn в нортупите $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}$ те же исследователи достоверно установили, что единственно возможным местом локализации Mn в этом соединении является позиция Mg^{2+} . Важно подчеркнуть, что с.т.с. Mn обнаруживается только в хризолите, тогда как в том же минерале первично-магматического генезиса она не устанавливается (фиг. 2; обр. 1417 Ib). Вероятно, она присуща только этому генетическому типу оливинов и отражает не только особенности их структуры и состава, но, возможно, различные условия их кристаллизации.

Геологическое положение изучавшихся хризолитов, в первую очередь, залегание внутри жил в тесном парагенезисе с хризотилом и тальком, а также своеобразный химический состав — все это, вместе взятое, позволяет считать хризолиты Восточного Саяна образованиями постмагматической гидротермальной стадии. На возможность постмагматического генезиса оливина исследователи неоднократно обращали внимание. Известно, что форстерит встречается как контактово-метаморфический и пневматолитовый минерал в известняках и кислых лавах. Еще Е.Вейншенк в 1895 г. наблюдал свежие призматической формы оливина, ассоциирующие с антигоритом в трещинах перидотитов и серпентинитов центральных Альп; причем образование этих оливинов он связывает с проявлением "пневмагидратогенной деятельности", которая следовала после отвердевания породы.

Позднее Квайт считал, что драгоценный хризолит в пустотках измененного дунита на одном из островов Красного моря был отложен циркулировавшими серпентинизирующими растворами.

По мнению Палача, найденные им среди серпентинитов жилки водяно-прозрачного оливина в сростании с бруситом и магнетитом имеют также гидротермальный генезис.

Возможность образования драгоценных хризолитов аналогичным путем допускают ряд других исследователей. Один из крупных знатоков гипербазитов — В.Н.Лодочников — полагал, что водянопрозрачные хризолиты в большинстве случаев имеют гидротермальную природу.

Современные экспериментальные данные не противоречат прямым геологическим наблюдениям, в отдельных случаях уточняя P-T процесса образования хризолитов. Из экспериментальных данных известно, что форстерит, серпентин и брусит в присутствии паров воды находятся в равновесии при 400°C. В то же время собственно оливиновая фаза устойчива в условиях низкого давления лишь при температуре выше 400°C.

Не исключается, что в отдельных участках изученных тел хризолит кристаллизовался из гелей, осаждавшихся из гидротермального раствора, что привело к образованию агрегатов радиальнолучистой и натечной форм. Низкотемпературный оливин был синтезирован в растворе Na_2SiO_3 и MgCl_2 В.Г.Сабатье.

Химическую модель процесса зарождения и роста кристаллов хризолита в условиях хризотилевоых жил можно составить на основании результатов анализа проб, отобранных из непосредственного контакта хризотилоносной породы и вмещающего серпентинита. При рассмотрении табл. 2 видно, что образование жильной породы сопровождается интенсивным притоком таких элементов, как SiO_2 , FeO , MgO , а также Na, K, S. Малоподвижными элементами оказываются Al, Ca; почти не изменяется также содержание Fe_2O_3 , что указывает на идентичные окислительно-восстановительные условия, господствовавшие в период как массовой, так и жильной серпентинизации.

Большинство исследователей считают, что процесс серпентинизации, в том числе образование жильного серпентина, происходил из коллоидных магнезиальнокремнистых растворов. Циркуляция таких растворов по трещинам с растворением стенок, сгущение до гелеобразного состояния и, наконец, раскристаллизация гелей с образованием хризотила и хризотил-асбеста — вот основные вехи эволюции серпентинизирующих растворов.

По мнению П.М.Татарнинова, формирование волокнистого агрегата хризотила происходило в условиях увядания гидротермального процесса, превращения его в застойную систему. В связи с этим необходимо допустить, что центры кристаллизации изучаемого хризотила вряд ли далеко перемещались от мест своей генерации. Возможно, роль "затравки" часто выполняли зерна реликтового порообразующего оливина, которые при обработке маточным раствором наращивали свои размеры, приобретая конечную равновесную форму, свойственную зернам хризолита Восточного Саяна.

Касаясь вопроса об источнике гидротермальных растворов, обеспечивающих образование хризотило-сепиолитовых жил, мы должны отметить, что главное значение в данном конкретном случае, так же как и при образовании жил хризотил-асбеста, имеет аллометаморфическая серпентинизация, обусловленная гидротермами гранитных интрузий. Тесная пространственная приуроченность хризотилоносных жил к контактам молодых гранитных интрузий и их жильных дериватов — одно из главных доказательств такой связи.

Кристаллизация самого хризолита была возможна при условии резкого возрастания роли MgO и FeO . Это соотношение и поведение элементов подтверждают теоретическое положение В.П.Петрова о стремлении Mg в метаморфическом процессе вновь проявлять тенденцию к образованию соединений с Fe и Si.

Очевидно, одним из благоприятных факторов, способствовавших образованию кристаллов хризолита, являлся повышенный потенциал щелочей, в первую очередь K и Na. Обращает на себя внимание заметное увеличение концентрации этих элементов в самих хризолитах.

Исходя из опытов Сабатье, можно допустить, что именно Na в сочетании с Cl обеспечивали устойчивый рост низкотемпературного оливина. Для сравнения

Таблица 3

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	S
1	г-1	38,99	0,68	0,43	6,48	0,20	47,54	0,52	0,03	0,04	0,19	1,37	96,47	0,01
2	г-2	37,58	1,02	1,46	7,02	0,17	50,70	0,66	0,03	0,04	0,02	1,65	100,35	0,01
3	г-3	40,52	0,68	1,25	3,78	0,06	41,64	1,32	0,02	0,02	0,05	10,98	100,32	-
4	г-5	52,48	1,02	1,79	2,16	0,09	27,36	11,55	0,05	0,06	0,08	3,69	100,33	0,03

1 - дунит, в 8 см от контакта с жилой, 2 - дунит из непосредственного контакта, 3 - серпентинитовая полоса мощностью 2 см, 4 - серпентин-тремолитовая жидка. Аналитик Л.П.Фролова. Коллекция И.Г.Чинакова.

Таблица 4

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	S
1	27а-3	45,54	0,08	0,85	1,91	2,70	0,11	30,30	11,84	0,07	0,01	0,05	6,81	100,27	0,02
2	27а-2	43,66	-	1,19	1,64	2,70	6,10	34,84	7,87	0,04	0,01	0,10	8,55	100,70	0,01
3	27а-1	37,90	0,10	0,85	4,59	6,66	0,15	46,62	0,66	0,07	0,06	0,22	0,73	98,61	0,03

1 - серпентин жильный, 2 - аподунитовый серпентинит, 3 - дунит в 1 см от контакта с жилой. Аналитик Л.П.Фролова. Коллекция И.Г.Чинакова.

нами изучалось распределение элементов на контакте жильных серпентинов с дунитами и серпентинитами, а также на границе серпентин-тремолитовых жил с теми же породами (табл. 3, 4). Необходимой предпосылкой для образования жильных серпентинов, лишенных хризолита, является повышение концентрации CaO, воды и иногда Fe₂O₃, которое создается за счет резкого снижения количества Mg. В отличие от этого в хризотилоносных жилах, как уже отмечено выше, параллельно с возрастанием уровня SiO₂ увеличивается содержание MgO, K₂O, Na₂O и S.

Заключение

Ювелирный хризолит среди гипербазитов представляет редкое явление. В Восточном Саяне зерна и скопления хризолита вкрашены в серпентин-сепиолитовые и серпентин-талковые жилы, залегающие поблизости от даек гранит-порфиров.

По химическому составу минерал близок к хризолиту с содержанием 7% фаялита. Он не отличается существенно от хризолитов из кимберлитовых трубок и щелочно-ультраосновной формации. Натечная форма агрегатов, радиальнолучистое внутреннее строение наряду с тесным парагенетическим срастанием с серпентином - все это указывает на образование хризолита Восточного Саяна в обстановке низкотемпературного гидротермального процесса. Последний накладывается на стадию массовой серпентинизации и связан с гранитоидными эманациями.

Одним из факторов, способствовавших появлению хризотилоносных жил, является привнос магния, а также относительно высокий потенциал щелочности в растворах. Эти условия в общем виде соответствуют экспериментальным данным по синтезу низкотемпературного оливина в растворе MgCl₂ - Na₂SiO₃. Они отличаются от обстановки кристаллизации серпентиновых жил, лишенных хризолита. По физическим свойствам изучаемый хризолит Восточного Саяна отвечает требованиям, предъявляемым к ювелирным ограночным материалам. Главная трудность его широкого практического использования заключается в отсутствии промышленного способа отделения от минерала серпентин-сепиолитовой "рубашки".

Литература

- Gouyat. Sur quelques minéraux d'Egypte. — Bull. Soc. France de Mineralog., 1908, 31.
Ch. Palache Sur le gisement de chrysolite de Saint-Jean l'bidim. 1966, 29, pp. 360—361.
- Лодочников В.Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие. — Труды ЦНИГРИ, 1936, вып. 38.
- Ильин И.В., Н.А.Курылева, Л.А.Попугаева, Я.Б.Сигал. Хризолиты кимберлитовых трубок Якутии как драгоценные камни для ювелирной промышленности. — Разв. и охрана недр, 1958, № 2.
- Гольдбурт Т.Л. Драгоценный камень — хризолит Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных и щелочных пород. — Ж. "Самоцветы", 1964, № 2.
- Гольдбурт Т.Л. Ювелирный хризолит в интрузии Кугда. — Записки Всес. мин. об-ва, серия 2, 1969, ч. 98, вып. 4.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Саяно-Алтайской области. Изд-во АН СССР, 1958.
- Парфенов Л.М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. Изд-во "Наука", 1967.
- Белов И.В., Богидаева М.В. Формация ультраосновных пород Восточной части Саяна и Прибайкалья. — В сб. "Петрография Восточной Сибири", т. II. Изд-во АН СССР, 1962.
- Колесник Ю.Н. К петрографии Ослинского гипербазитового массива (в свете проблемы генезиса гипербазитов). — Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 11.
- Фекличев В.Г. Микросталломорфический анализ. Изд-во "Наука", 1966.
- Винокуров В.М., Тухватуллин Р.С. ЭПР ионов марганца в струвите. — Геохимия, 1968, № 4.
- Винокуров В.М., Тухватуллин Р.С. ЭПР ионов марганца в нортупите. — Геохимия, 1968, № 2.
- Weinschenk E. Zur Kenntnis der Entstehung der Gesteine Östlich. Central Alpen. Neues Jahrb., 1895, J.S., 221—223.
- Дир У.А. Породообразующие минералы. Изд-во "Мир", 1965.
- Sabayier G. La cristallisation, par chauffage, des gels miytes de silice et de magnesie. Compt. Rendus Hebd. des Se'ances de l'Acad. des Se'enc. tome 230, No 22, 1950.
- Татаринов П.М. Генезис жил хризотил-асбеста и его месторождения. В кн. "Месторождения хризотил-асбеста СССР". Изд-во "Недра", 1967.
- Riordon P.H. The genesis of asbestos in ultrabasic rocks. — Econ. Geol., 1955, 50, N 1.
- Волохов И.М., Пинус Г.В., Кузнецов В.А. Генетические типы месторождений магнезиально-силикатных полезных ископаемых Алтае-Саянской складчатой области и закономерности их размещения. — В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых". Изд-во АН СССР, 1962.
- Петров В.П. Основные закономерности формирования и размещения важнейших магнезиально-силикатных полезных ископаемых. — В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VI. Изд-во АН СССР, 1962.

ПОДЕЛОЧНЫЕ ХРИЗОПРАЗЫ СРЕДНЕГО УРАЛА

Сведения об уральских хризопразах чрезвычайно скудны. Упоминания о них как минералах имеются в работах И.И.Гинзбурга (1951), как о полудрагоценных камнях — в сводке А.Е.Ферсмана (1962).

Хризопразы были обнаружены нами в виде 2-х генераций: мелкокристаллических щеток (Черноозерское месторождение) и сплошных скрытокристаллических просвечивающих образований (Черемшанское месторождение). Мелкокристаллические щетки приурочены к зоне окремнения в карсте. Зона выполнена глыбами, сложенными брекчиями. Крупный обломочный материал (величина обломков от 0,5 до 20–30 см, они составляют до 60% породы) представлен в различной степени выветрелыми серпентинитами, зелеными сланцами, мраморами и кремнями по мраморам, порфиритоидами и реже другими породами. Обломки совершенно не окатаны и выветрели до состояния дезинтегрированных и выщелоченных пород, обелены, обохрены. Цемент существенно кремнистый, от серого до черного цвета. Очень редко встречаются глыбы окремненного мрамора с гарниеритом и непрозрачным светло-зеленым хризопразом. В пустотках глыбок развиты щетки мелко- и тонкокристаллического (величина кристаллов от долей мм до 1–5 мм) хризопраза, сапфирина и прозрачного кварца. Мелкокристаллические щетки окрашены целой гаммой зеленых и черных цветов.

Породы, выполненные щетками, составляют 3–5% породы, реже доходя до 10%. Размеры пустот от первых сантиметров до 0,5–0,7 м и более. Такие же размеры имеют щетчатые друзы. Они очень красивы и напоминают щетки карельского аметиста. Мощность брекчиевой зоны со щетками хризопразов 60 м.

Скрытокристаллические поделочные разности хризопраза обнаружены в северо-восточной части Чусовской залежи Черемшанского карьера.

Образование приурочено к зоне дробления тектонического закарстованного контакта мраморов и серпентинитов. Горизонтальная мощность зоны дробления 9–11 м. Среди карстовых образований наблюдаются кремнистые брекчии. В последних встречаются прожилки неправильной формы мощностью от 1–3 мм до 3–4 см зеленого с различными оттенками — голубовато-зелеными, ярко-зелеными тонкозернистого кварцевого агрегата — хризопраза. Параметры хризопразовой зоны по простиранию и глубине неизвестны. По геологическому положению и общей характеристике эти хризопразы полностью соответствуют хризопразам месторождения Мальбрак-Крик Австралии (Brooks, 1965), где последние приурочены к коре серпентинитов. Там минерал слагает целые жилы мощностью до 10 см, которые прослеживаются по простиранию на 6 м.

Микроскопически плотные образования хризопраза представляют собою микрозернистый агрегат халцедоновидного кварца, размеры которого не превышают 0,03 мм. Форма зерен неправильная, зазубренная, часто наблюдается сферическое погасание. В совершенно незначительных количествах встречаются сферические скопления гидроокислов железа.

Существенно мономинеральный кварцевый состав породы подтверждается результатами химического (см. таблицу), термического и рентгеноструктурного анализов.

Термограммы образцов имеют очень простую форму с четким, но неглубоким эндозффектом при 550–560°. На дебаграммах фиксируются и интенсивные рефлексии кварца (3,33, 1,807–1,817 и 1,367–1,372 Å).

Присутствие даже незначительных количеств специфических никелевых минералов — гарниерита и других термическим и рентгеноструктурным анализами не установлено.

Очевидно, прозрачные и полупрозрачные ювелирные хризопразы отличаются от описанных И.И.Гинзбургом (1961), а также от празопалов, исследованных И.И.Эдельштейном (1965). Оба исследователя отмечают примеси никелевых силикатов в кремнистых образованиях.

В заключение следует отметить, что обе разновидности хризопразов представляют значительный промышленный интерес как декоративные и поделочные камни.

Химический состав
образцов хризопразов (в вес. %)

№ образ.	Характер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
461	Мелкокристаллические щетки	97,46	0,01	0,33	Не обн.	0,32	0,02
283-1	Скрытокристаллические образования	97,18	Сл.	0,15	" "	0,11	0,01

CaO	MgO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	П.п.п.	Сумма.
0,23	0,17	0,64	0,001	0,003	Сл.	0,04	0,82	100,04
0,18	0,42	1,05	Сл.	Сл.	"	0,08	0,84	100,12

Минимальные запасы щеток хризопразов должны составлять $30 \times 100 \times 50 = 150\,000 \text{ м}^3$ горной массы, где объем декоративных щеток будет не менее 5% - 7000 м^3 . Сейчас эти образования ввиду низкого содержания в них никеля используются как кремнистый флюс или идут в отвалы.

Еще большую ценность представляют скрытокристаллические ювелирные хризопразы. Их запасы даже ориентировочно подсчитать невозможно, так как параметры залегания зоны хризопразов неизвестны. Из мировой практики известно, что разрабатываются месторождения, которые только первые дают сотни килограмм ювелирного хризопраза в год, т.е. $0,1-0,2 \text{ м}^3$. Характерно, что на том же месторождении Мальбраух никелевые руды не берутся.

Безусловно, что при попутной отработке добыча хризопраза будет высокорентабельной.

Минимальные запасы щеток хризопразов должны составлять $30 \times 100 \times 50 = 150\,000 \text{ м}^3$ горной массы, где объем декоративных щеток будет не менее 5%, 7000 м^3 . Сейчас эти образования, ввиду низкого содержания в них никеля, используются как кремнистый флюс или идут в отвалы.

Литература

- Гинзбург И.И., Рукавишникова И.А. Минералы древней коры выветривания, Изд-во АН СССР, 1951.
 Ферсман А.Е. Драгоценные и цветные камни, Избр. труды, т. 7 М., 1962.
 Эдельштейн И.И. Празопалы из коры выветривания ультраосновных пород, Вестн. Львовск. политехн. ин-та, 1965, № 5.
 Brooks J.H. Marlborough creek Chrysoprase deposits "Gems and Gemol", 1965, 11, N 11.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ
ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ФОРМИРОВАНИЮ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ ГИПЕРБАЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Системы, близкие по составу породам основного и ультраосновного состава, теоретически и экспериментально исследовались Уайли (Wyllie, 1960), Кусковым и Путиным (Кусков и др., 1970), Китахара и Кеннеди (Kitahara, Kennedy, 1967) и многими другими авторами. В настоящей статье приводятся результаты исследования некоторых частных вопросов минералообразования, а именно: процессов жадеитизации щелочных полевых шпатов и амфиболизации пироксен-оливиновых пород.

В большинстве предыдущих опытов эксперименты проводились при избытке воды. В наших опытах содержание воды в системе было ниже избыточного, порядка 3 и 10%.

Описание исходных образцов

Для исследования процесса жадеитизации мы использовали кислое вулканическое стекло, состоящее, по данным нормативного расчета, из калинатрового полевого шпата (70%) и кварца (30%).

Процесс амфиболизации ультраосновной породы исследовался на примере меланократового оливинового нефелинита (из коллекции В.С.Гладких).

Кислое вулканическое стекло (перлит) гомогенно и не содержит включений. В стекле присутствует до 3,5% воды. Вода распределена равномерно (10 определений).

Меланократовый нефелинит имеет порфиновую структуру. Вкрапленники составляют до 30% от общего объема породы. Они представлены оливином ($\text{Fe}_{22}\text{F}_{088}$) и моноклинным пироксеном. Основная масса состоит из агрегата зерен авгита, ульвошпинели. В небольшом количестве присутствуют биотит и цеолиты. Анальцит и натролит выполняют пространство между зернами пироксена.

Методика эксперимента

Эксперименты проводились в аппарате типа поршень - цилиндр. Диаметр пьезометра - 25 мм. В качестве среды, передающей давление, применялся пирофиллит. Нагрев образца осуществлялся при помощи графитового нагревателя. Между нагревателем и образцом помещалась трубка из мягкой стали, своеобразный шунт для выравнивания температурного поля в рабочем пространстве пьезометра. Перепад температур между основанием образца и его серединой на длине 4 мм составлял 5°. Температура определялась вольфрамрениевой термопарой (ВР 5 - ВР 20) с точностью $\pm 10^\circ$.

Давление определялось в рабочем объеме камеры по данным измерения силы, приложенной к поршню. Калибровка камеры производилась по фазовому переходу в системе $\text{KCl} - \text{RbCl}$. Давление определялось с точностью ± 1 кбар.

Для эксперимента образец использовался в виде порошка с размером зерен 0,1 мм и менее. Он помещался в платиновую ампулу длиной 10 и диаметром 3 мм. Навеска составляла 50-100 мг. Запечатывание ампулы производилось электросваркой. Особое внимание уделялось проверке герметичности ампулы: после заваривания ампулы с образцом и требуемым количеством воды взвешивалась на аналитических весах с точностью до 0,1 мг. Затем выдерживалась в сушильном шкафу при 1200° 2 часа и снова взвешивалась. Для эксперимента использовались только те ампулы, вес которых после прокалывания оставался неизменным. Подавляющее большинство опытов проведено методом подхода снизу. Время эксперимента составляло 7-8 час. Образцы, исключенные из пьезометра, исследовались оптическими и рентгеновскими методами. Для определения состава полевых шпатов использовалось отражение (20 $\bar{1}$). Съемка производилась на дифрактометре УРС-50 И. В качестве эталона использовался КВг. (аналитик О.В.Кузмина, ИГЕМ).

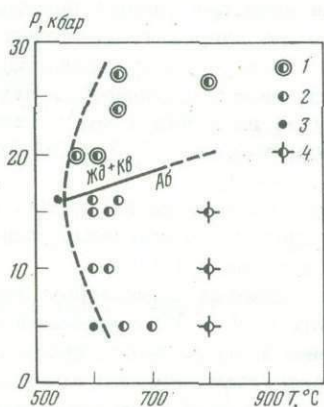
Результаты эксперимента

Результаты эксперимента показаны на фиг. 1. Ниже 15 кбар кристаллизуются два полевых шпата и кварц. При давлении выше 15 кбар наряду с полевым шпатом и кварцем кристаллизуется жадеит. Состав полевых шпатов также зависит от давления (см. таблицу).

Изменение состава полевых шпатов с возрастанием давления

№ обр.	P, кбар	T, °C		
		600-650	700	800-850
121	12	-	-	Op ₇₅
167	14	-	Op ₇₀ Op ₃₀	-
77	15	-	Op ₇₀ Op ₃₀	Op ₆₀
86	24	Op ₈₂ Op ₁₈	-	-
118	27	-	-	Op ₈₈
108	27	Op ₈₈	-	-

Особенно заметно влияние давления сказывается на составе низкотемпературных полевых шпатов ($T_{\text{крист}} = 600-700^\circ$). В интервале давлений 15-27 кбар кали-натровый полевой шпат обогащается калиевым компонентом (ортоклазом). При давлении 27 кбар образуется полевой шпат, на 88% состоящий из $KAlSi_3O_8$. Характерно, что при возрастании давления от 15 до 27 кбар в образцах одновременно наблюдается увеличение содержания жадеита и кварца. Эти минералы образуются за счет распада альбита. Следовательно, при возрастании P происходит превращение кали-натрового полевого шпата в ортоклаз, жадеит и кварц. Этот процесс происходит не скачкообразно, а растянут по давлению. Нами было подсчитано, что при полном превращении приращение удельного веса составляет 7,6% от удельного веса исходного образца. В результате определения удельного веса синтетического агрегата, синтезированного при 25 кбар, мы установили величину приращения порядка 7,1%. На основании этого мы считаем, что при



Фиг. 1. Фазовые превращения в кислой породе в субсолидусной области при содержании в системе 3,5% H_2O

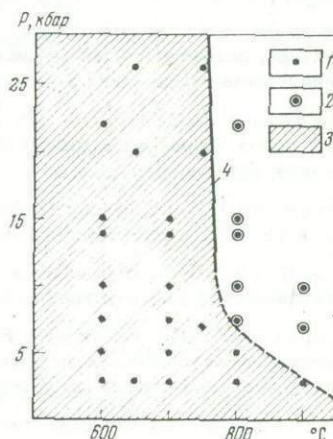
1 - ассоциация кали-натрового полевого шпата, кварца, жадеита и расплава; 2 - два полевых шпата + кварц + стекло; 3 - два полевых шпата + кварц; 4 - кали-натровый полевой шпат + кварц + стекло. Аб = Жд+Кв - линия распада альбита на кварц и жадеит

25 кбар реакция распада кали-натрового полевого шпата на кварц, жадеит и ортоклаз прошла почти полностью. При 27 кбар вместо кварца кристаллизовался коэсит. Полученные нами результаты хорошо согласуются с данными других исследователей о распаде санидина при сверхвысоких давлениях (Рябинин, Марков, Петров, Делицин, 1966).

Нами был взят меланократовый нефелинит. Опыт проводили при содержании воды в системе 10%. Отдельные опыты были проведены при избытке в системе воды (более 10%). В широком диапазоне температур и давлений (см. фиг. 2) происходило образование устойчивой ассоциации амфибол+шпинель. При частичном плавлении ассоциация амфибол+шпинель сменяется ассоциацией расплав+амфибол.

Фиг. 2. Превращения в нефелините при высоких давлениях и температурах при содержании в системе 10% H_2O

1 - амфибол₁ + шпинель; 2 - амфибол₂ + стекло; 3 - зона твердофазовых превращений; 4 - линия солидуса



Характерно, что состав амфибола при этом резко меняется: он обогащается железом и титаном. Кристаллизация амфибола происходила примерно до 900° . При более высокой температуре образуется пироксен. Таким образом, из наших экспериментов следует, что образование амфибола происходит в температурном интервале от 600 до 900° . При более низких температурах вместо амфибола образуется серпентин. Однако эта реакция нами не исследовалась.

Обсуждение результатов

Наши эксперименты показали, что кали-натровый полевой шпат устойчив до более высоких давлений, нежели его крайний натровый компонент - альбит. В то же время было показано, что санидин устойчив до весьма высоких давлений, по крайней мере до 30 кбар. Таким образом, точка зрения о том, что жадеитовые породы образуют при метаморфизме полевошпатовых образований (сиениты, граниты) нам представляется мало вероятной.

По-видимому, более обосновано предположение об образовании жадеита при десиликации полевошпатовых пород в среде, бедной кремнеземом. Такой средой являются бесполевошпатовые ультраосновные породы.

В то же время в виде редкого явления можно предположить возможность образования жадеитов в тектонических зонах в результате действия одностороннего давления - стресса. Моделью этого процесса, вероятно, может рассматриваться данный эксперимент.

Средне- и высокотемпературный метаморфизм ультраосновных пород приводит к образованию амфиболитов. Процесс амфиболитизации практически мало зависит от давления. Сравнивая результаты экспериментов в системе $SiO_2-MgO-H_2O$ и наших опытов, можно прийти к выводу о том, что амфиболизация является следующим по температуре этапом метаморфизма после серпентинизации. Эксперименты показали, что амфиболизация интенсивно протекает и при меньших содержаниях воды: 3-5 вес. %.

Литература

- Кусков О.Л., Пугин В.А., Хитаров Н.И. Исследование равновесных превращений в системе $MgO-SiO_2-H_2O$ при высоких температурах и давлениях по термодинамическим данным. - Геохимия, 1970, № 12.
Рябинин Ю.Н., Марков В.К., Петров В.П., Делицин И.С. Превращение природного санидина при высоких давлениях и температурах. - Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 6

СОДЕРЖАНИЕ

Петров В.П., Андреев Ю.К. Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов	3
Зверев А.С., Григорович М.Б., Лепешко А.П. Направление и перспективы развития геолого-поисковых и разведочных работ на месторождениях неметаллических полезных ископаемых, связанных с гипербазитами	8
Булькин Л.Д., Золоев К.К., Тарханеев Р.Б. Формации ультраосновных пород Урала и связанные с ними месторождения неметаллических полезных ископаемых	11
Никитин И.И., Степанов А.П., Синельников В.Ф. Асбесты и талькиты в гипербазитах Оренбургского Урала	18
Колбанцев Р.В. Закономерности размещения неметаллических полезных ископаемых в ультраосновных породах Алтае-Саянской складчатой области	30
Терновой В.И., Сулимов Б.И., Чуева М.Н. Генезис и качественная оценка неметаллических полезных ископаемых на Ковдорском массиве ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов	36
Золоев К.К. Генетические типы месторождений асбестов, связанных с ультраосновными породами, и закономерности размещения их в складчатых областях	46
Соболев Н.Д. К минералогии серпентинитов и асбестоносности ультраосновных пород	53
Савельева Г.Н. Серпентинизация гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива	59
Варлаков А.С. Особенности метаморфизма гипербазитов в связи с образованием месторождений хризотилового асбеста	65
Бакиров А.Г. Особенности геологических позиций уральских месторождений хризотил-асбеста	84
Еремеев В.П. Гипербазиты Тувы и Западного Саяна и связанные с ними неметаллические полезные ископаемые	86
Коновалова О.Г. Месторождения асбеста западной части Алтае-Саянской области	93
Еремеев В.П., Андреев Ю.К. Асбестопроявления в гипербазитах Монгольской Народной Республики	100
Золоев К.К., Шмайна М.Я., Медведева Т.Н. Факторы контроля хризотил-асбестового оруденения и прогнозная оценка месторождений асбеста	104
Перлин В.Д., Грачева О.И., Зевин Л.С. Исследование структуры, физико-химических и механических свойств хризотил-асбестов как сырья для асбестоцементной промышленности	111
Вахидов Д.Н., Заворохина А.Е. Исследование качества асбеста Джетыгаринского месторождения в зависимости от типов руд и их петрографической структуры	121
Андреев Ю.К. Промыленно-генетические типы месторождений амфиболовых асбестов в гипербазитовой формации	129
Байраков В.В. Вопросы генезиса, метаморфизма и перспективы асбестоносности ультраосновных пород Западного Приазовья	133
Морковкина В.Ф. Жадеититы и оливиниты в гипербазитах Полярного Урала	144
Ершова З.П. О термической кривой амозита	154

Гончаренко А.И. Листвениты в гипербазитах северной части Кузнецкого Алатау и возможности их использования	159
Боровиков П.П. Оценка месторождений магнезиальных слюд как сырья для новых видов слюдяной изоляции	174
Лицарев М.А., Белянкина Е.Д. О составе и свойствах промышленных флогопитов СССР из месторождений различного типа	179
Дядькина И.Я. О составе флогопита из месторождений различных типов	192
Белянкина Е.Д. К вопросу о железистости слюд	196
Токмаков П.П. Об упорядоченном, смешаннослойном гидрофлогопите (гидробиотите) с периодом повторяемости 22,2 Å	201
Львова И.А., Дьяконов Ю.С. Геологические и минералогические критерии оценки качества сырья вермикулитовых месторождений, связанных с ультраосновными породами	207
Бурд Г.И., Некрасова М.М. Месторождение вермикулита Мугоджар	213
Чуева М.Н., Терновой В.И. Химизм коры выветривания Ковдорского вермикулитового месторождения	220
Токмаков П.П., Петров В.П., Кузьмина О.В., Финько В.И., Чекин С.С. Влияние химических условий среды и особенностей состава магнезиальножелезистых слюд на характер их преобразования в древних корях выветривания	225
Никитин И.И., Степанов А.П. Нефрит в гипербазитах Халиловского массива на Южном Урале	231
Гурулев С.А., Шагжиев К.Ш. Геология и условия образования Парамского месторождения нефрита в Восточной Сибири	234
Сутурин А.Н., Якшин И.Я., Замалетдинов Р.С. Месторождения нефрита в Восточном Саяне	245
Глазунов О.М., Сутурин А.Н., Замалетдинова Р.С. Ювелирный хризолит из гипербазитов Восточного Саяна	248
Гузовский Л.А. Поделочные хризопразы Среднего Урала	255
Наседкин В.В., Марков В.К., Рябинин Ю.Н. Экспериментальное исследование минералообразования применительно к формированию неметаллических полезных ископаемых гипербазитовой формации.	257

УДК 553

Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. Петров В.П., Андреев Ю.К. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Приведены геохимические особенности гипербазитов. Дана генетическая типизация месторождений неметаллических полезных ископаемых, связанных с гипербазитами (дунит, асбесты, тальк, вермикулит, корунд и др.), указаны основные области их применения. Рассмотрены области промышленного использования вещества гипербазитов. Библ. 10 назв.

УДК 549

Направление и перспективы развития геолого-поисковых и разведочных работ на месторождениях неметаллических полезных ископаемых, связанных с гипербазитами, Зверев А.С., Григорьевич М.Б., Лепешко А.П. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Даны рекомендации о направлении работ по асбестам, тальку, флогопиту, вермикулиту и связанным с ними полезным ископаемым, поделочным и ограночным камням.

УДК 553.078.553

Формации ультраосновных пород Урала и связанные с ними месторождения неметаллических полезных ископаемых, Булькин Л.Д., Золоев К.К., Тарханеев Р.Б. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Выделяются миеогеосинклинальная, эвгеосинклинальная и пограничная группы формаций. Разобрано положение ультрабазитов в различных геосинклинальных зонах и связь с ними неметаллических полезных ископаемых (алмаз, асбесты, тальк, слюда). Табл. 1. Библ. 21 назв.

УДК 553:078.549

Асбесты и талькиты в гипербазитах Оренбургского Урала, Никитин И.Н., Степанов А.П., Синельников В.Ф. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Дана характеристика приуроченности к ультрабазитам района месторождений хризотил-асбеста, антофиллит-асбеста, талька и тальк-магнезитового камня. Табл. 1. Илл. 3. Библ. 25 назв.

УДК 553.078:553.6 (571.52)

Закономерности размещения неметаллических полезных ископаемых в ультраосновных породах Алтае-Саянской складчатой области, Колбанцев Р.В. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Рассмотрены закономерности размещения месторождений и проявлений хризотил-асбеста, антофиллит-асбеста, талькитов, талькового камня в массивах дунит-гарцбургитовой формации Алтае-Саянской складчатой области. Выделены типы метаморфизма ультраосновных пород. Илл. 1. Библ. 12 назв.

УДК 549

Генезис и качественная оценка неметаллических полезных ископаемых на Ковдорском массиве ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. Терновой В.И., Сулимов Б.И., Чуева М.Н. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Дана характеристика месторождений флогопита, вермикулита, апатитовых и апатит-магнетитовых руд, карбонатитов. Табл. 3. Илл. 2. Библ. 4 назв.

УДК 553.078:553

Генетические типы месторождений асбестов, связанных с ультраосновными породами и закономерности размещения их в складчатых областях. Золоев К.К. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Месторождения асбестов в ультрабазитах распространены в складчатых областях всех возрастов. Крупные месторождения хризотил-асбеста баженовского подтипа приурочены к областям развития палеозойских геосинклиналей сиалическо-фемического типа. Основные запасы хризотил-асбеста сосредоточены в месторождениях позднепалеозойского и палеозойского возраста. Табл. 1. Илл. 3. Библ. 25 назв.

УДК 551.251.549

К минералогии серпентинитов и асбестоносности ультраосновных пород. Соболев Н.Д. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Дан обзор изученности серпентиновых минералов. Еще неясны структура изотопных серпентинитов, переходные звенья к группе хлорита (септехлориты) и т.д. Обосновывается необходимость пересмотра оценки дунитовых массивов как возможных вместилищ высококачественных руд хризотил-асбеста. Отмечается несостоятельность стадии хризотилизации как оценочного критерия асбестоносности ультраосновных массивов.

УДК 553.078:553.6

Серпентинизация гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива. Савельева Г.Н. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Рассматривается зональная серпентинизация дунит-гарцбургитовой интрузии на Полярном Урале. Предполагается, что различный характер серпентинизации - хризотилевый и антигоритовый - связан с многофазовым формированием интрузии и изменением тектонической обстановки перед внедрением дунитов, которые предлагается использовать для огнеупорной промышленности и производства формовочных песков.

УДК 553.078:553

Особенности метаморфизма гипербазитов в связи с образованием месторождений хризотилового асбеста. Варлаков А.С. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Месторождения хризотил-асбеста баженовского подтипа формируются в частично серпентинизированных гипербазитовых массивах под действием среднетемпературных гидротермальных растворов сиалического происхождения. В ходе развития лизардитизации в конечные стадии процесса растворы приобретают щелочные свойства, вызывая хризотилизацию, а затем отложение хризотил-асбеста по открытым трещинам контрационно-тектонического происхождения. Аллометаморфизм, выражающийся в антигоритизации, вызываемой действием высокотемпературных растворов, умереннокислых гранитоидов и других более основных пород, при прочих равных условиях - отрицательный признак на асбест.

УДК 553:078:553

Особенности геологических позиций уральских месторождений хризотил-асбеста. Бакиров А.Г. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Асбестоносные гипербазитовые массивы Урала связаны с меридиональными глубинными разломами и приурочены к региональным прогибам, к мегасинклиниям и синклиориям. На локализацию уральских месторождений хризотил-асбеста оказали важное влияние поперечные структуры (широтные, северо-западные), осложняющие господствующие меридиональные структурные направления.

УДК 553.078.553

Гипербазиты Тувы и Западного Саяна и связанные с ними неметаллические полезные ископаемые. [Еремеев В.П.] "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

В Туве и Западном Саяне широко распространены ультраосновные породы, приуроченные к глубинным разломам и образующим пояса. Главнейшие из них – Восточно-Тувинский, Каякемский, Южно-Тувинский, Саяно-Тувинский. Большинство их расположено среди нижне-среднекембрийских эффузивно-осадочных образований. В составе поясов преобладают серпентинизированные гарбургиты. Асбестизация в Туве и Саянах приурочена к гарбургитам. Наиболее перспективным на хризотил-асбест является Саяно-Тувинский гипербазитовый пояс, в пределах которого уже известны Актывракское и Саянское месторождения.

УДК 553:078.553

Месторождения асбеста западной части Алтае-Саянской области. Коновалова О.Г. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Излагаются обобщенные данные геолого-разведочных и поисковых работ на асбест с характеристикой некоторых новых мало известных месторождений хризотилового и амфиболового асбеста Горного Алтая, Салаира, Кузнецкого Алатау и Горной Шории.

УДК 553

Асбестопроявления в гипербазитах Монгольской Народной Республики. [Еремеев В.П., Андреев Ю.К.] "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Описаны месторождения хризотил-асбеста МНР; среди них заслуживают внимания Дзолтуинское и Тайшоринское, относящиеся к баженовскому типу. Табл. 1, Илл. 1. Библ. 4 назв.

УДК 553.078:553

Факторы контроля хризотил-асбестового оруденения и прогнозная оценка месторождений асбеста. Золоев К.К., Шмайна М.Я., Медведева Т.Н. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во Наука", 1973.

Факторы контроля подразделяются на региональные и локальные. К региональным относятся тектоно-магматические критерии (приуроченность месторождений к высокомагнезиальным дунит-гарбургитовым комплексам, образование месторождений в период главной фазы складчатости и др.); к локальным – структурно-тектонические (наличие блоков, ядер, нарушений), минералого-петрографические и др.). Табл. 1. Библ. 5 назв.

УДК 549. 1:549.643

Исследование структуры, физико-химических и механических свойств хризотил-асбестов как сырья для асбестоцементной промышленности. Перлин В.Д., Грачева О.И., Зевин Л.С. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

На основании комплекса лабораторных полузаводских и заводских испытаний выделяются два технологических типа хризотил-асбеста: баженовский и джетыгаринский. К баженовскому относятся асбесты Актывракского, Молодежного, а к джетыгаринскому – Киембаевского месторождений. Технологические свойства обуславливаются характером заполнения межфибрального пространства и прочностью связей фибрия. У асбестов джетыгаринского типа связь более прочная. Табл. 3, Илл. 1. Библ. 29 назв.

УДК 549. 078

Исследование качества асбеста Джетыгаринского месторождения в зависимости от типов руд и их петрографической структуры. Вахидов Д.И., Заворохина А.Е. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Установлена зависимость технологических свойств хризотилового асбеста от степени его выветривания, протекающего с различной интенсивностью в различных петрографических типах серпентинитов. Наилучшим качеством независимо от глубины залегания обладает волокно из свежих апоперидотитовых серпентинитов, наихудшим – из апоперидотитовых серпентинитов с включением дунитовых тел. Табл. 3. Библ. 8 назв.

УДК 553.078

Промышленно-генетические типы месторождений амфиболовых асбестов в гипербазитовой формации. Андреев Ю.К. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Дана характеристика промышленно-генетических типов месторождений магнезиоарфведсонит-асбеста, актинолит-асбеста, тремолит-асбеста, антофилит-асбеста. Табл. 3. Библ. 6 назв.

УДК 551.251+549.388(477)

Вопросы генезиса, метаморфизма и перспективы асбестоносности ультраосновных пород Западного Приазовья. Байраков В.В. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Отмечается приуроченность атофиллит-асбестовой минерализации к массивам гарцбургитов архейского возраста, испытывавших региональный метаморфизм альмандин-амфиболитовой фации. Ограниченное распространение асбестоносных пород, небольшой размер их тел и слабое проявление процессов асбестизации антофилитовых пород приводят к выводу о бесперспективности региона на асбест. Табл. 2. Илл. 3. Библ. 29 назв.

УДК 553:078:553.6

Жадеиты и альбиты в гипербазитах Полярного Урала. Морковкина В.Ф. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Жадеиты рассматриваются как продукт натрового метасоматоза гипербазитов и вместе с альбитами являются продуктами длительного метаморфического процесса преобразования серпентинитов. Стабильность жадеитита или альбита контролируется P-T условиями. Оливиниты рассматриваются как результат регенерации серпентинитов. Илл. 7. Библ. 8 назв.

УДК 549.1:549.643.21.3

О термической кривой амозита. Ершова З.П. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Изучены поведение амозита при нагревании и его фазовые превращения. Методами ИК, ГР спектроскопии установлено, что Fe^{2+} , находящееся в различных структурных позициях (M_1, M_2, M_3, M_4), ведет себя неодинаково в процессах окисления и дегидратации; Fe^{2+} в позиции M_4 в куммингтоните (амозите) не принимает участия в процессе окисления вплоть до разрушения структуры минерала. Табл. 2. Илл. 4. Библ. 3 назв.

УДК 553:078:553

Листвениты в гипербазитах северной части Кузнецкого Алатау и возможности их использования. Гончаренко А.И. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Описаны проявления лиственитов, являющихся продуктами метасоматического изменения гипербазитов. Дана их геолого-минералогическая характеристика. Проведенные испытания показали возможность использования кварц-брейнеритовых и тальк-брейнеритовых лиственитов для производства форстеритовых и периклазовых огнеупоров. Табл. 8. Илл. 6. Библ. 26 назв.

УДК 549

Оценка месторождений магнезиальных слюд как сырья для новых видов слюдяной изоляции.
Боровиков П.П. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Рекомендуется широкое применение мелкочешуйчатой слюды разного происхождения для производства электроизоляционных материалов. Библ. 5 назв.

УДК 553.678:549 (47+57)

О составе и свойствах промышленных флогопитов СССР из месторождений различного типа.
Лицарев М.А., Белянкина Е.Д. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Дана сравнительная геолого-минералогическая характеристика флогопита из двух типов месторождений. К первому относятся месторождения, связанные с докембрийскими гранито-гнейсовыми комплексами, ко второму – месторождения послекембрийских ультраосновных-щелочных комплексов. Табл. 4. Илл. 4. Библ. 61 назв.

УДК 549.623.53:519 (47+57)

О составе флогопита из месторождений различных типов. Дядькина И.Я. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

На основании обработки 270 химических анализов флогопита методами математической статистики показаны существенные различия его составов на месторождениях, приуроченных к комплексам ультраосновных щелочных пород (I), и на месторождениях, залегающих среди древних метаморфических толщ (II). На месторождениях, принадлежащих к одному генетическому типу, состав флогопита подвержен значительно меньшим колебаниям. Последние наиболее ощутимы у флогопита из различных месторождений второго типа. Установленные отличия отдельных слюдоносных провинций по составу промышленных разновидностей флогопита дают дополнительный критерий для их классификации и определяют перспективность на вермикулитовое сырье. Табл. 1. Илл. 1. Библ. 10 назв.

УДК 549

К вопросу о железистости слюд. Белянкина Е.Д. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Рассмотрена зависимость оптических свойств магнезиально-железистых слюд от их химического состава. Табл. 1. Библ. 15 назв.

УДК 553.678:549

Об упорядоченном, смешаннослойном гидрофлогопите (гидробюитите) с периодом повторности 22,2 Å. Токмаков П.П. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Упорядоченный, смешаннослойный гидрофлогопит с необычным параметром $C(001) \approx 22,2 \text{ \AA}$ обнаружен в Сабутакском (Ю.Урал), Барчинском и Каратасском (Сев. Казахстан) месторождениях. Даны структурные характеристики минерала. Табл. 3. Библ. 2 назв.

УДК 553.678:549 (47+57)

Геологические и минералогические критерии оценки качества сырья вермикулитовых месторождений, связанных с ультраосновными породами. Львова И.А., Дьяконов Ю.С. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Рассмотрены месторождения вермикулита, связанные с ультраосновными породами платформенного типа и геосинклинальных областей. В связи со щелочными породами ультраосновных-щелочных комплексов платформенного типа и нормальными гранитами складчатых областей образуются малофтористые флогопиты, переходящие в условиях выветривания в вермикулиты и высококачественные гидрофлогопиты. В связи с субщелочными богатыми летучими наиболее поздними гранитами складчатых областей появляются высокофтористые слюды, трудно поддающиеся вермикулитизации и преобразующиеся в основном в гидрофлогопиты более низкого качества. Библ. 11 назв.

УДК 553.678:549

Месторождение вермикулита Мугоджар. Бурд Г.И., Некрасова М.М. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Месторождения вермикулита в Мугоджарах связаны с метоморфизованными протерозойскими ультрабазитами Восточно-Уральского поднятия, метаморфизованными в амфиболитовую фацию. Основную массу слюд на месторождении составляют вермикулит, вермикулит-гидрофлогопит, гидрофлогопит, которые находятся в виде гнезд, жил и вкрапленности. Образование вермикулита связывается как с гипергенными, так и с низкотемпературными гидротермальными процессами. Табл. 2. Илл. 3. Библ. 2 назв.

УДК 553.678:549

Химизм коры выветривания Ковдорского вермикулитового месторождения. Чуева М.Н., Терновой В.И. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Вермикулитовое месторождение расположено в остаточной, дочетвертичной коре выветривания флогопитовых пород Ковдорского массива. Кора выветривания линейная, в ее разрезе снизу вверх выделяются зоны дезинтеграции, гидрофлогопита, вермикулита, сингулита. Илл. 4. Библ. 3 назв.

УДК 553.678:549

Влияние химических условий среды и особенностей состава магнезиальножелезистых слюд на характер их преобразования в древних корах выветривания. Гокмаков П.П., Петров В.П., Кузьмина О.В., Финько В.И., Чекин С.С. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Рассмотрена зависимость изменения магнезиальножелезистых слюд при выветривании от особенностей состава слюд и химизма среды. В условиях существенно магнезиальной среды эти слюды преобразуются в серпентины, а в условиях малощелочной кислой среды переходят к каолинит. Табл. 3. Библ. 5 назв.

УДК 553.078:553

Геология и условия образования Парамского месторождения нефрита в Восточной Сибири. Гурулев С.А., Шагжиев К.Ш. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Открыто Парамское месторождение нефрита, расположенное в Парамском гипербазитовом массиве Северо-Муйского хребта в северо-восточной части Баунтовского района Бурятской АССР. Месторождение приурочено к контакту амфиболитов нижнего протерозоя с серпентинитами Парамского массива. На контактах амфиболитов и серпентинитов развиты метасоматические породы - эпидотовые и тремолитовые. С тремолитовыми породами связан нефрит. Табл. 5. Илл. 4. Библ. 3 назв.

УДК 553

Месторождения нефрита в Восточном Саяне. Стурин А.Н., Якшин И.Я., Замалетдинов Р.С. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Наиболее крупные месторождения нефрита обнаружены в Оспинском и Хора-Нурском гипербазитовых массивах. Нефрит ассоциирует либо с кварц-цоизит-диопсидовой породой, либо с кварц-альбит-диопсидовыми породами, что связано со щелочностью растворов (цоизит стабилен при нормальной щелочности). Библ. 4 назв.

УДК 549.621.14

Ювелирный хризолит из гипербазитов Восточного Саяна. Глазунов О.М., Сутурина А.Н., Замалетдинов Р.С. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Описана редкая находка ювелирного хризолита из серпентин-талк-сепиолитовых жил, секущих гипербазиты Ильчирского пояса в Восточном Саяне. По химическому составу минерал приближается к хрозолиту с 7% Fe и имеет следующие параметры решетки: $a = 4,754 \text{ \AA}$, $b = 10,181 \text{ \AA}$, $c = 5,980 \text{ \AA}$. Натечные формы агрегатов, радиальнолучистое строение и тесная ассоциация с жильным серпентином указывают на образование минерала в низкотемпературной гидротермальной обстановке. Табл. 4. Библ. 23 назв.

УДК 549

Поделочные хризопразы Среднего Урала. Гузовский Л.А. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Приведена минералогическая характеристика хризопроза, образование которого связано с выветриванием гипербазитов. Дана экономическая оценка месторождения. Табл. 2. Библ. 4 назв.

УДК 549.1:549.643

Экспериментальное исследование минералообразования применительно к формированию неметаллических полезных ископаемых гипербазитовой формации. Наседкин В.В., Марков В.К., Рябинин Ю.Н. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов". Изд-во "Наука", 1973.

Экспериментально исследовались процессы жадеитизации щелочного полевого шпата, амфиболитизации оливин-пироксеновой породы. Образование жадеита происходит при десиликации полевошпатовых пород, а образование амфиболов мало зависит от давления. Амфиболитизация является следующим по температуре этапом метаморфизма после серпентинизации. Табл. 1. Илл. 2. Библ. 2 назв.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ГИПЕРБАЗИТОВ

Утверждено к печати Научным советом по рудообразованию

Редактор К.В.Подлесский, Художник Л.А.Грибов
Художественный редактор С.А.Литвак, Технический редактор Г.П.Каренина

Подписано к печати 20/VIII-73 г. Формат 70x108¹/16. Усл.печ.л. 25,20.
Уч.-изд.л. 28,43 (26,65+1,78 вкл.). Бумага офсетная № 1.
Т-09808. Тираж 800 экз. Тип.зак. 557. Цена 3р.12к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука", Ленинград, 199034, 9-я линия, 12

Sp. 12k.

898