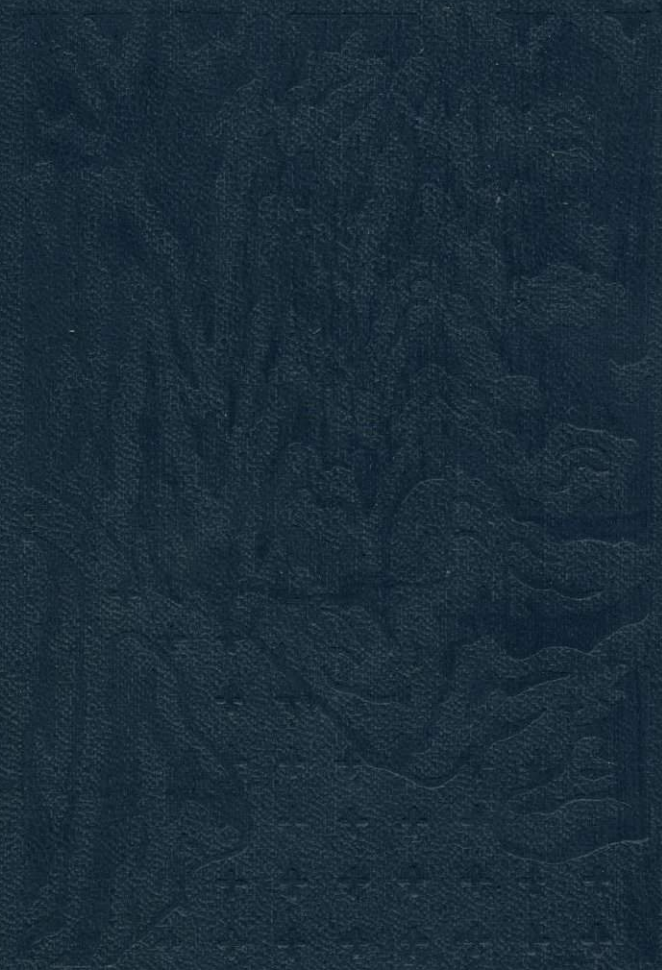


**Минералогия,  
геохимия и  
генезис рудных  
месторождений  
Таджикистана**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «ДОНИШ»  
ДУШАНБЕ — 1971

АКАДЕМИЯИ ФАНҶОИ РСС ТОЧИКИСТОН  
ИНСТИТУТИ ГЕОЛОГИЯ

---

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ  
ВА БАВУЧУД ОМАДАНИ  
КОНҶОИ МАЪДАНИ  
ТОЧИКИСТОН

НАШРИЯТИ «ДОНИШ»  
ДУШАНБЕ — 1971

АКАДЕМИЯ НАУК ТАДЖИКСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

---

549+550.4+553.

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ  
И ГЕНЕЗИС РУДНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ТАДЖИКИСТАНА

796

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ДОНИШ»  
ДУШАНБЕ — 1971



УДК 549+550.4+553.21/24 (575.3)

Сборник содержит статьи, освещающие минералогию, геохимию и условия рудообразования на ряде эндогенных месторождений, принадлежащих разным генетическим типам. Большое внимание уделяется химизму процесса минерализации и миграции вещества. Рассматриваются также геолого-структурные условия формирования оруденения и возможность применения комплексных методов для поисков скрытых рудных тел.

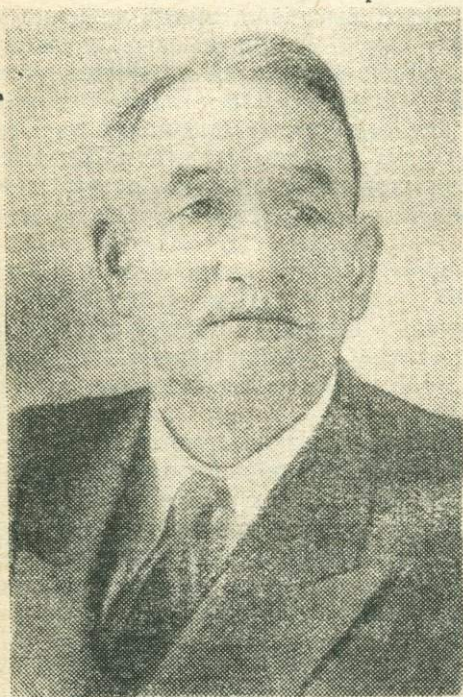
Сборник был подготовлен в 1966 г.

Посвящается  
памяти академика  
Дмитрия Ивановича  
ЩЕРБАКОВА

Р. Б. БАРАТОВ, Ф. И. ВОЛЬФСОН

## ВКЛАД АКАДЕМИКА Д. И. ЩЕРБАКОВА В ИЗУЧЕНИЕ - МЕТАЛЛОГЕНИИ ТАДЖИКИСТАНА

Академиком Д. И. Щербаковым внесен значительный вклад в развитие общей теории рудообразования, особенно в изучение геологии и геохимии эндогенных месторождений и металлогении. Научная деятельность



Д. И. Щербакова продолжалась 52 года. Началась она в 1914 г. в составе Радиевой экспедиции, организованной акад. В. И. Вернадским в Средней Азии, и в работе которой Д. И. Щербаков принял самое активное участие. После этого Дмитрий Иванович работал на побережье Белого моря, на Кольском полуострове, в Казахстане, Забайкалье и других районах. Однако больше всего сил, энергии и труда он отдал изучению общих проблем геологии, а также металлогении, геологии и геохимии рудных месторождений всей Средней Азии и особенно Таджикской ССР. В 1927 г. Д. И. Щербаков приступил к систематическому изучению рудных месторождений Алайского хребта и совместно со своими помощниками открыл целую серию сурьмяно-ртутных месторождений, которые оказались расположенными в пределах рудного поя-

са, сразу же намеченного Дмитрием Ивановичем.

В 1928 г. Д. И. Щербаков принял активное участие в работе Советско-Германской высокогорной Памирской экспедиции, организованной Академией наук СССР совместно с Германским обществом помощи науке (Notgemeinschaft). Сам Д. И. Щербаков по поводу результатов работ этой экспедиции писал следующее: «Как известно, совместная работа ученых и альпинистов дала прекрасные результаты: был открыт и точнеешим образом заснят величайший в мире ледник с громадной системой боковых притоков; была изучена климатология и частично геология этого района. Но, несмотря на большой состав, прекрасное оборудование и достаточно длительный срок работы, экспедиция

1928 г. не смогла покончить со всеми «белыми пятнами» Памира»<sup>1</sup>. Он отметил, что горный узел Гармо с прилегающими к нему неприступными пиками восточной части хребта Петра I остался неисследованным. Вместе с тем уже давно было известно, что верховья громадных рек, берущих начало в горном узле Гармо, отличались своей золотоносностью. Поэтому Дмитрий Иванович поставил вопрос о необходимости специального изучения золотоносности Памира. Эти исследования были предусмотрены в плане работ Памирской, затем переименованную в Таджикско-Памирскую и, наконец, в Среднеазиатскую, экспедиции АН СССР, бессменным научным руководителем которой в течение десяти лет являлся Д. И. Щербаков. Золотоносность горного узла Гармо была изучена отрядами Таджикско-Памирской экспедиции под личным руководством Д. И. Щербакова в 1931 г. В результате этих исследований было установлено, что действительно Сауксайские золотоносные свиты значительно увеличились в своей мощности и слагают собою всю северную часть хребта Петра I, пересекают его в районе перевала Сагран и уходят к юго-западу на соединение с другими золотоносными районами Таджикистана. В результате последующих исследований (1932—1933 гг.) золотоносности Памира Д. И. Щербаков наметил так называемый Памиро-Дарвазский золотоносный пояс и высказал предположение о существовании второго, более южного пояса. Главный пояс, согласно представлениям Дмитрия Ивановича, образует дугу, вытянутую к юго-западу от пика Ленина до афганской границы у Кала-и-Хумба, на протяжении нескольких сот километров. Было доказано также, что восточное продолжение главного пояса достигает границы с Китаем. Выделение Д. И. Щербаковым Памиро-Дарвазского золотоносного пояса явилось подтверждением его идеи о развитии на территории Средней Азии и других районов рудных поясов.

Как уже отмечалось, Д. И. Щербаков одним из первых выделил Южно-Ферганский сурьмяно-ртутный пояс и этим (совместно с А. Е. Ферсманом) положил начало учению о рудных поясах, которое в дальнейшем развивалось и углублялось С. С. Смирновым, И. Ф. Григорьевым и другими учеными нашей страны (Восточное Забайкалье, Алтай и другие районы).

Уже в 1933 г. Д. И. Щербаковым был намечен пегматитовый пояс, представляющий, по его данным, громадную дугообразную зону, протягивающуюся от высочайшего горного узла в истоках р. Зеравшан, через горы Нур-Ата, останцы Кызыл-кумов до гор Султан-Уиздаг, упирающихся в р. Аму-Дарью, недалеко от Аральского моря. Ее протяжение, по данным Д. И. Щербакова, составляет около 800 м. В дальнейшем Д. И. Щербаков показал, что поясовое строение рудные провинции имеют во всех горных сооружениях, расположенных к югу от р. Сыр-Дарьи. Наряду с выделенным им ранее Южно-Ферганским сурьмяно-ртутным поясом он показал, что к северу, близко параллельно к нему вытягивается зона со свинцово-цинковым оруденением. К югу от сурьмяно-ртутного пояса прослеживается пояс развития гидротермального и контактово-метасоматического мышьякового, вольфрамового, частью полиметаллического оруднения, который сменяется поясом оловоносных пегматитов. Далее к югу проявлены контактово-метасоматические месторождения мышьяка, частью олова, которые в южном направлении сменяются сурьмяно-ртутными, а затем свинцово-цинковыми месторождениями. Каждый из выделенных поясов отличается историей геологического развития, тектоникой и составом магматических образований. В размещении оруднения Д. И. Щербаков большую роль придавал раз-

<sup>1</sup> Вестник Академии наук СССР, 1932, Л., Изд. АН СССР. Внеочередной номер.

рывным нарушениям, которые он отождествлял со сбросами. Вместе с тем отмечал, что все эндогенные месторождения Туркестано-Алайского хребта имеют близкий возраст. По его данным, единый преобладающий в центрально-тяньшаньских дугах металлогенический цикл сблизил сурьмяно-ртутные месторождения Южной Ферганы, считавшиеся до сего отголосками альпийской эпохи, с более древними полиметаллическими месторождениями.

В известной работе «Особенности металлогении Средней Азии» Д. И. Щербаков, на основании детального рассмотрения особенностей геологии всех известных в то время эндогенных рудных месторождений выделил особый «тяньшаньский» тип оруднения, характеризующийся многометальностью и разнообразием месторождений данной провинции.

Все дальнейшие поисково-разведочные работы, проведенные на территории Таджикской ССР и всей Средней Азии, базировались на металлогенических построениях Д. И. Щербакова. В результате была выявлена целая серия важных промышленных месторождений различных металлов.

Дмитрий Иванович много внимания уделил выяснению закономерностей размещения рудных месторождений Карамазара, перспективы которого он оценивал очень высоко. В целях быстрого выявления этих перспектив он призывал геологов к проведению детальных научных исследований: «Самые поиски и разведки минерального сырья, познание его особенностей должно производиться не путем выявления старинных средневековых разработок, а на основе законов распространения металлов и химических элементов на территории Северного Таджикистана. Эти же законы геохимии определяют изменения минералогического состава руд на разных глубинных зонах месторождений. Их понимание, в соединении с познанием геологического строения территории, должно быть основой овладения горными богатствами страны».<sup>1</sup>

Дмитрий Иванович отмечал, что ведущими темами крупного теоретического значения являются темы по изучению закономерностей распределения химических элементов вокруг остывающих вулканических очагов. В цитируемой ранее работе он очень ярко изложил свои представления о связи оруднения с магматизмом. При теоретических исследованиях в рудоносных районах прежде всего встает вопрос о тех магматических очагах, с которыми связано большинство металлоносных жил и скоплений металлов: «Они являются закономерными продуктами дифференциации магмы, внедрившейся и излившейся в определенные фазы горообразовательных процессов. Каждой такой фазе как орогенического, так и эпейрогенического порядка отвечают скопления магматических пород с их определенными концентрациями химических элементов. Каждой обособившейся фации магматической породы абиссальной, гипабиссальной и эффузивной — соответствуют в дальнейшем свои различные пути дифференциации и различные судьбы связанных с ними металлов».<sup>2</sup>

При изучении связи оруднения с магматизмом Дмитрий Иванович развивал идеи, близкие к современным. Большое внимание уделял при изучении месторождений выяснению последовательности выделения минералов по точно привязанным образцам в пространстве для составления геохимических диаграмм: «Минералого-геохимические диаграммы являются одним из методов изучения закономерностей развития и распространения химических элементов вокруг остывающих магматических очагов».<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Тр. Тадж. базы. Т. 4, Геология и геохимия, Изд-во АН СССР, М.—Л., 1935 г.

<sup>2</sup> Там же.

<sup>3</sup> Там же.

Дмитрий Иванович подчеркивал необходимость изучения тектонических элементов, влияющих на локализацию оруденения.

Д. И. Щербаков хорошо понимал, что открытие промышленных месторождений различных металлов в мало исследованном районе возможно лишь при условии предварительной постановки комплексных исследований специалистами различного профиля. Сам Дмитрий Иванович явился одним из первых организаторов комплексных геологических исследований в нашей стране, на территории Таджикской ССР и в других районах Средней Азии, которые осуществлялись под его руководством сотрудниками Таджикско-Памирской экспедиции. Благодаря этим исследованиям было открыто большинство ныне известных месторождений цветных и редких металлов Средней Азии. Однако для углубленного комплексного изучения выявленных и разведывавшихся рудных месторождений Карамазара в Таджикско-Памирской экспедиции не хватало научных сил. Для привлечения необходимых научных работников А. Е. Ферман и Д. И. Щербаков на заседании Ходжентского Горкома КП(б) и Горсовета поставили вопрос о необходимости организации в Ходженте Комплексного научно-исследовательского института, в задачи которого должно входить изучение недр Карамазара и прилегающих к нему ближайших районов Таджикистана.

Как следствие принятого решения Горкома и Горсовета, постановлением СНК Таджикской ССР от 29 VI 1932 г. был учрежден Карамазарский научно-исследовательский институт с «задачами широкой постановки научно-исследовательской работы по Карамазарскому горно-рудному району и прилегающих к нему районов», где предстояло развернуть «проработку решений всего комплекса народнохозяйственных задач, стоящих перед бывшими Ходжентским и Уратюбинским округами, с привлечением к этой работе широких масс трудящихся». Директором этого института был назначен Д. И. Щербаков, а его заместителем Б. Н. Наследов. Однако, поскольку в Душанбе к тому времени была организована (также в основном по инициативе Д. И. Щербакова) Таджикстанская база АН СССР, было решено передать вновь организованной Ходжентский институт в состав этой базы и переименовать его в Геохимическую станцию Таджикской базы АН («Геохис»).

Д. И. Щербаков много внимания уделил научному руководству этой геохимической станцией, где по его настоянию разрабатывались пять тем: 1) геология рудных месторождений Карамазара (обобщение материала), 2) минералого-геохимическое изучение Карамазара, 3) геология и геохимия Супетауской складки, 4) изучение тяжелых шлихов Могол-Тау и 5) составление перечня признаков полезных ископаемых Северного Таджикистана с целью выявления оловоносности. Разработка всех этих научных тем дала большой научный и практический эффект. В 1935 г. была опубликована крупная обобщающая сводка Б. Н. Наследова «Карамазар». В 1936—1937 гг. научным сотрудником Геохиса И. В. Дюгаевым была открыта главная рудная зона Алтын-Топкана, оказавшаяся главным свинцово-цинковым месторождением Карамазара. И. В. Дюгаевым и И. А. Островским были выполнены крупные петрографические исследования. Ю. А. Араповым была написана монография по минералогии Кансая. Н. П. Васильковским была дана подробная характеристика супетауской складки, доказано поступление меди для формирования Наукатского месторождения с юга. Наряду с этим были точно указаны горизонты с каменной солью и гипсами, нужными для строительства.

Большой интерес представили минералогические исследования месторождений Карамазара и выполненное на их базе составление геохи-

мических диаграмм, которые для гидротермальных месторождений были составлены впервые.

В тесном контакте с Геохимисом работали северные отряды Таджикско-Памирской экспедиции. Одним из этих отрядов (руководитель Ф. И. Вольфсон) в 1933 г. было открыто Лашкерекское серебро-свинцовое и Наугарзанское флюоритово-баритовое месторождения в Северо-восточном Кармазаре.

Основным достижением всех упомянутых работ явилось подтверждение и углубление идей Д. И. Щербакова о зональном расположении месторождений полезных ископаемых Средней Азии.

«Следуя закономерностям геологического строения ее горных цепей, месторождения ряда элементов располагаются в пределах широтно-вытянутых, иногда дугообразно изогнутых полей, образуя так называемые рудные пояса или зоны. Раз намеченные, они позволяют высказывать прогнозы, руководящие в дальнейшем деятельностью разведчика и определяющие вместе с тем направление развития тяжелой промышленности данного района»<sup>1</sup>.

---

<sup>1</sup> Тр. Тадж. базы. Т. 4. Геология и геохимия. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1935.

Д. И. ЩЕРБАКОВ

## НАУЧНЫЕ ИТОГИ ТАДЖИКСКО-ПАМИРСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ 1934 г.\*

Основным научным итогом работ Таджикско-Памирской экспедиции была посвящена в конце марта с. г. особая сессия Геологической ассоциации Академии наук СССР. Согласно заданиям Совета народных комиссаров СССР, главной задачей экспедиции, работавшей под научным руководством Академии, было на 1934 г. изучение оловонесной зоны Средней Азии, открытой ею в 1933 г. с попутным проведением поисковых работ на редкие и малые металлы. Вместе с тем экспедиция должна была продолжить геологические, геофизические и топографические работы на Памире и в прилегающих к нему горных цепях. Со своей стороны, Геологическая ассоциация Академии указала экспедиции на желательность разрешения некоторых научных вопросов, являющихся руководящими для поисков и разведок полезных ископаемых, а также при организации горнодобывающих предприятий. К их числу относятся проблема связи между тектоническими явлениями, вулканизмом и процессами рудообразования, проблема связи горной системы Тянь-Шаня с Уралом и, наконец, проблема ведущих редких элементов Средней Азии.

Интенсивные работы 78 партий, осуществлявшиеся в полевой период, дали колоссальный научный материал, который после камеральной обработки был использован для ответов на поставленные задачи. Докладчиками по геологической группе вопросов выступали акад. А. Д. Архангельский, проф. П. И. Преображенский, проф. Д. В. Наливкин, геологи В. А. Николаев, А. П. Марковский, Г. Н. Дуткевич; по полезным ископаемым — проф. В. М. Крейтер, проф. Д. И. Щербаков, А. В. Москвин, геолог И. И. Чупилин, проф. В. А. Зильберминц.

Особое внимание было уделено выступавшими геологами тектонике. Средняя Азия, как известно, в значительной своей части занята мощными горными хребтами, опоясанными пустынями. На ее территории сходятся две крупнейшие системы Центральной Азии — Тянь-Шаня на севере и Памира с его ответвлениями на юге.

Еще совсем недавно исследователи противопоставляли Тянь-Шань Памиру, основываясь на дугообразном изгибании этих двух горных

\* Вестник АН СССР, № 5, 1935.

систем во взаимно противоположных направлениях, выпуклостью друг к другу. Это явление объяснялось разным направлением горообразовательных движений, идущих для Тянь-Шаня с севера на юг, а для Памира в обратном направлении. Вместе с тем считали, что более древняя складчатость была характерной для Тянь-Шаня, а Памир образовался позднее — в альпийское время. Между этими двумя областями проводилась резкая граница, причем геологи стремились найти ее физическое выражение в виде мощной зоны разломов земной коры. Австрийцу Клебельсбергу принадлежало представление о так называемом Вахшском сбросе между Алайским хребтом и Памиром.

Детальные стратиграфические, петрологические и тектонические исследования Таджикско-Памирской экспедиции показали, что эти представления неверны. На самом деле, таких резких переходов от Тянь-Шаня к Памиру не существует. Каждый из этих хребтов неоднороден и обладает сложным строением. В Тянь-Шане может быть выделена северная зона и центральная. Для северной характерно участие в ее строении наиболее древних отложений, испытавших самые ранние горообразовательные движения докаледонские и каледонские. Центральная зона идет далеко на юг, охватывая также Северный Памир. По своему геологическому возрасту и циклам вулканизма она является типично «варисцкой», т. е. несколько более молодой. Между северной и центральной зоной проходит большая тектоническая линия, на протяжении которой известны выходы своеобразной магматической породы щелочного состава. В аналогичных условиях породы сходственного состава известны в других частях земного шара. Памир также неоднороден и может быть разделен на три зоны: северную, затем центральную, сложенную в значительной части морскими осадками перми, триаса и нижней юры, и южную — мраморно-гнейсовую. Для центральной зоны Памира характерны складчатые явления киммерийской и альпийской эпох. Таким образом, взаимоотношения Северного и Центрального Памира как бы повторяют картину строения Тянь-Шаня, но обе эти зоны соответственно моложе по своему геологическому возрасту на одну ступень. Все эти выводы приводят к заключению, что Вахшского сброса как основной тектонической линии не существует, что резкого различия между структурой северной части Памира и Алайского хребта не намечается и что строение Памира неоднородно, а поэтому противопоставлять Памир как одно целое Тянь-Шаню нет основания.

В области магматической деятельности более молодых периодов жизни Средней Азии наблюдаются существенные отличия между севером и югом. В Центральном Памире довольно полно представлены киммерийские и альпийские магматические фазы породами щелочно-земельного, или тихоокеанского типа, которые вообще характерны для складчатых зон земного шара. Молодые изверженные породы Тянь-Шаня имеют резко очерченный облик щелочных пород атлантического типа, причем таких, в которых натрий преобладает над калием.

Однако сравнительно слабое развитие этих пород говорит за слабое проявление растягивающих усилий, что заставляет отказаться от приложения к Тянь-Шаню понятия о германотипной тектонике, выработанного на примере Средней Европы. Тянь-Шань к эпохе альпийской складчатости представлял пеструю мозаику, состоящую из участков более древних структур — устойчивых масс, разделенных котловинами опускания. Для этой области необходимо принять свою особую «тяньшаньскую тектонику».

Наблюдения над силой тяжести, произведенные в пустыне Кизил-Кумы, подтвердили высказывавшееся предположение о существовании

связи между отрогами Тянь-Шаня и Урала. Ряд положительных аномалий позволил даже наметить контуры древнего остова горного хребта, частично погребенного под более молодыми отложениями и песками пустыни. Таким образом, мрачный Султан-Уиз-Даг на берегу Аральского моря, долго служивший единственным доказательством такой связи, занял свое законное место в одной из северо-западных ветвей Тянь-Шаня. Изучение распределения силы тяжести в отрогах Памира показало, что повсеместно в местах наблюдений численные значения силы тяжести меньше, чем в горных системах Европы. Это явление характерно для цепей Центральной Азии и, вероятно, связано с малой плотностью слоев земной коры, лежащих под ее горными сооружениями. Научно обоснованного объяснения ему еще не дано. В этом направлении нужны дальнейшие исследования.

Широко развернувшиеся научные геологические и геохимические работы экспедиции явились основой для познания редких и малых металлов Средней Азии. Особое внимание было уделено проблеме олова, которое впервые было констатировано в виде небольшого кристалла оловянного камня в 1931 г. Теоретические предположения о возможной связи оловянного камня с пегматитовыми жилами определенного типа привели экспедицию к поискам в осевой части Туркестанского хребта. По данным 1934 г., признаки оловоносности оказались широко распространенными в Средней Азии. Они встречаются не только в Туркестанском хребте, но также юго-западнее в Зеравшанском хребте и севернее — в системе Тянь-Шаня. Наряду с пегматитовым типом удалось наметить более обещающий гидротермальный тип, где оловянный камень встречается с мышьяковым колчеданом, и пневматолитовый олово-вольфрамовый тип. При этом была установлена постоянная связь оловянных жил с особыми калиевыми гранитами, которые внедрились в толщу осадочных пород к концу палеозойской эры. Углубленное изучение гранитов и других глубинных пород Туркестанского и Алайского хребтов привело к мысли, что все «активные» рудоносные вулканические породы этой области являются производными одной и той же родоначальной магмы гранитного состава. В зависимости от того, какие породы ей приходится прорывать, внедряясь в твердую оболочку, и как долго длится процесс спокойного остывания, магма изменяла свой состав, образуя в конечном счете различные производные гранитного ряда. В соответствии с особенностями химического состава изменяется характер химических элементов, слагающих рудные концентры вокруг застывающих очагов. Для калиевых гранитов всегда характерны жилы с оловом, танталом, ниобием, бериллием, литием, бором. Породы, богатые калием, сопровождаются скоплениями минералов, в состав которых входят титан, цирконий, фтор, железо. Наконец, наибольшее разнообразие металлов связано с так называемыми гранодиоритами и монцонитами. Большинство промышленно важных скоплений руд меди, цинка, свинца, мышьяка, вольфрама, висмута, сурьмы, ртути обычно находятся в генетическом родстве с гранодиоритами.

Руды различных металлов локализируются закономерно вокруг внедрений гранитоидов, образуя различные концентры. Ближе всего к массивам отлагаются мышьяковые, вольфрамовые и висмутовые соединения, на некотором расстоянии — полиметаллы и дальше всего сурьмяно-ртутные минералы.

Представления об едином преобладающем в центрально-тяньшаньских дугах металлогеническом цикле сблизило сурьмяно-ртутные месторождения Южной Ферганы, считавшиеся отголосками альпийской эпохи, с более древними полиметаллическими месторождениями.

Эти наблюдения и выводы позволяют уже сейчас уверенно идти к намеченным целям и решать практические задачи освоения ведущих минеральных комплексов Средней Азии. К числу таковых в первую очередь должны быть отнесены: сурьмяно-ртутные, мышьяковые и висмутовые руды.

Сурьма и ртуть относятся к числу специфических элементов для Средней Азии. Ряд месторождений сурьмы и ртути известен в Южной Киргизии. Наиболее крупное из них Хайдарканское несправедливо игнорируется нашей промышленностью, указывающей на убогое валовое содержание металла в руде. Однако обработка материалов прошлых разведок показала, что вполне возможно будет эксплуатировать отдельные более богатые участки с промышленным содержанием ртути. И при этом условии в разведанной небольшой части месторождения можно прогнозировать достаточно большие запасы. Необходимо пересмотреть уже устаревшую точку зрения промышленности и добиться практического разрешения сурьмяно-ртутной проблемы в масштабах, отвечающих масштабу сырьевой базы. Вновь найденное экспедицией Маргузорское месторождение, расположенное в 40 км к югу от Пенджикента, относится к тому же типу и принадлежит к той же сурьмяно-ртутной зоне. По-видимому, оно будет обладать промышленными запасами и на нем уже сейчас можно организовать в небольшом масштабе добычу концентрата.

Мышьяковые и висмутовые месторождения являются настолько характерными для Средней Азии, что можно говорить о своеобразной мышьяково-висмутовой Тянь-шаньской металлогенической провинции. Многочисленные рудные точки с арсенипитомом, пирротином, висмутовым блеском, известны во всех хребтах, слагающих центральную зону Тянь-Шаня. Наиболее крупные из них — Уч-Имчак в Таласском хребте и Адрасман в северо-восточной Карамазаре являются важными в СССР поставщиками мышьякового и висмутового сырья.

Считая своей обязанностью помочь развитию полиметаллической промышленности Северного Таджикистана, Экспедиция направила специальную бригаду для ревизии рудных точек Кара-Мазарского района, а также некоторых месторождений Северной Киргизии. Это позволяет ей сигнализировать о недостаточной подготовленности свинцово-цинковых месторождений для планомерной эксплуатации, что ставит под угрозу работу Чимкентского свинцовоплавильного завода большой производительной мощности. Достаточные геологические предпосылки и многочисленные рудные точки позволяют рекомендовать увеличение вложений денежных средств в разведки уже известных и поиски новых рудных точек.

Особо надо отметить работы по бокситу, поставленные Экспедицией под руководством акад. А. Д. Архангельского. Изучение небольших скоплений боксита у селения Шахристан, приуроченных к известнякам каменноугольного возраста, показало, что они по условиям образования и залегания имеют много общего с известной «Красной шапочкой» на Северном Урале. Этот факт заставляет серьезно заняться поисками бокситов в Средней Азии, выдвигая проблему алюминиевого сырья как первоочередную.

Так постепенно в результате упорных работ Экспедиции на широкой научной базе выявляются специфические черты оруденения Средней Азии, ее неметаллические ископаемые, энергоресурсы, ее геологическое строение, способствуя превращению земледельческой и скотоводческой страны в аграрно-индустриальную.

Н. А. БЛОХИНА

**СТРОЕНИЕ, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ОСОБЕННОСТИ  
ФОРМИРОВАНИЯ СКАРНОВЫХ ЗОН МАЙХУРИНСКОГО  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

(южный склон Гиссарского хребта)

**ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ**

Описанию скарнов Майхуры была посвящена одна из статей автора (Блохина, 1961). В ней сообщались предварительные сведения о строении и минеральном составе скарнов. Позднее были получены результаты, позволившие дать более полную характеристику скарновых зон Майхуринского месторождения — их строения, минерального состава и особенностей формирования. Эти данные послужили материалом для настоящей статьи.

Майхуринское рудное поле сложено метаморфизованными осадками среднего палеозоя и верхнепалеозойскими гранитоидами. Метаморфическая толща на участке месторождения слагает южное крыло антиклинали второго порядка, осложненной мелкой изоклинальной складчатостью (Овчинников, 1946). Метаморфические породы представлены карбонатной и алюмосиликатной группами. К первой относятся чистые кальцитовые мраморы, кальцитовые мраморы с примесью, иногда значительной, высокотемпературных магниевых минералов и известково-силикатовые роговики. Ко второй группе отнесены разнообразные метаморфические сланцы и алюмосиликатовые роговики (Блохина, 1961).

В составе гранитоидного интрузива, наряду с породами повышенной основности (гранодиориты, кварцевые диориты), встречаются нормальные и плагиоклазовые граниты, гнейсо-граниты, а также аплитовидные турмалинизированные граниты, представляющие следующую, более молодую, интрузивную фазу (Блохина, 1962). Формирование скарнов происходило после внедрения аплитовидных гранитов, что подтверждается рядом геологических данных: отсутствием пересечений скарнов жилами аплитовидного турмалинизированного гранита, приуроченностью скарнов к контактам с этими гранитами и явлениями замещения их скарнами. Скарновые тела Майхуринского рудного поля приурочены к пологому интрузивному контакту гранитоидного интрузива с карбонатными породами метаморфической толщи. Особенности строения и литологического состава метаморфической толщи, выражающиеся в большой изменчивости ее как в вертикальном, так и горизонтальном направлении, в совокупности с пологой, почти горизонтальной, поверхностью интрузива способствовали, с одной стороны, образованию в контакте с интрузивом нескольких скарновых тел, приуроченных к различным карбонатным горизонтам и, с другой стороны, — к неравномерному развитию скарнов на площади рудного поля. В северо-восточной части, где карбонатные породы в разрезе практически отсутствуют, встречаются мелкие их выходы. Напротив, большая мощность и вы-

держанность по простиранию карбонатных горизонтов в юго-западной части обусловили появление здесь крупных скарновых тел.

Все известные на площади рудного поля скарновые тела по положению в отношении интрузивного контакта разбиты на две группы: 1) скарновые тела, расположенные в непосредственном контакте с гранитоидами и 2) скарновые тела, образованные в некотором удалении от интрузивного контакта.

Скарновые тела первого типа, широко распространенные на площади рудного поля, имеют форму линзообразных залежей. Скарновые тела второго типа представлены апофизами, отходящими от скарновых тел первого типа в породы кровли. Наиболее крупные из них имеют межформационный характер. Скарны образуются путем замещения гранитоидов и метаморфических пород карбонатного и алюмосиликатного состава. Эндо- и экзоскарновые фации отчетливо выделяются по совокупности геологических, текстурных и минералогических признаков (Блохина, 1961). Среди скарновых пород известны волластонитовые, пироксеновые, пироксено-гранатовые и гранатовые скарны, эпидозиты, скарноиды и околоскарновые породы.

Экзоскарновый характер всегда имеют волластонитовые и пироксеновые скарны и скарноиды, а эндоскарновый — окварцованные гранатовые скарны, эпидозиты и околоскарновые породы. Прочие разновидности встречаются как в эндо-, так и в экзоскарновой зоне.

496  
Мощность экзо- и эндоскарновых зон и распределение в них перечисленных разновидностей скарновых фаций в различных телах определяется, наряду с другими факторами, особенностями литологического состава пород экзоконтакта. Наличие в разрезе карбонатной толщи прослоев сланцев или апофиз гранитоидов способствовало увеличению мощности экзоскарновой зоны и появлению среди типичных экзоскарновых образований эндоскарновых фаций. Ниже будут рассмотрены особенности строения, минерального состава и условий формирования двух основных групп скарновых тел на примере Главной залежи и ее межпластовой составляющей, вскрытой штольней 13.

Характеристика выделенных типов скарнов была дана ранее (Блохина, 1961) и в этой статье не приводится.

## СТРОЕНИЕ СКАРНОВЫХ ЗОН

### Главная залежь

Главная скарновая залежь образована на контакте гранитоидов с мраморами или известково-силикатовыми роговиками. Она простирается в юго-западном направлении и слегка наклонена на юго-восток в соответствии с наклоном поверхности интрузива на данном участке. Длина залежи на поверхности равна 275—300 м. Истинная протяженность ее не установлена. Мощность залежи измеряется в пределах от нескольких метров (северо-восточное окончание) до 50 м (юго-западная часть). В восточном направлении залежь выклинивается в связи с выклиниванием карбонатного горизонта.

Поверхность контакта залежи с гранитоидами волнистая. Отмечается наличие апофиз, отходящих от скарнового тела в породы кровли и в гранитоиды. Интрузивные породы, подвергающиеся замещению скарнами, разнообразны по составу: гранодиориты, биотитовые граниты и плагиограниты, гнейсо-граниты и аплитовидные турмалинизированные граниты. Залежь имеет асимметричное строение. Мощность экзоскарновой зоны в 4—5 раз превышает мощность эндоскарновой зоны.



симметрия была обусловлена особенностями состава и строения экзо-скарновой зоны. Среди карбонатных пород экзоконтакта встречаются прослой сланцев, известково-силикатовых роговиков и апофизы гранитоидов, что способствовало более интенсивному замещению скарнами пород экзоконтакта. Главная залежь сложена пироксеновой, гранат-пироксеновой, гранатовой и кварцево-гранатовой разновидностями скарнов, скарноидами и околоскарновыми породами. Распределение их по определенным разрезам, по-видимому, обусловлено отмеченными выше особенностями состава и строения экзоконтактной зоны. В качестве примера приведем два разреза — один из них взят в восточной, наименее мощной части залежи, другой — в центральной части, отличающейся значительной мощностью.

**Разрез № 1** (Восточная часть Главной залежи).

1. Биотитовый гранит (мусковитизированный).
2. Пироксено-кварцевая порода (окварцованная пироксено-плагиоклазовая околоскарновая порода).
3. Гранатовый эндоскарн.
4. Окварцованная пироксено-плагиоклазовая околоскарновая порода.
5. Аплитовидный турмалинизированный гранит («останец»).
6. Окварцованная пироксено-плагиоклазовая околоскарновая порода.
7. Окварцованный гранатовый эндоскарн.
8. Гранатовый эндоскарн.
9. Пироксено-гранатовый экзоскарн или скарноид.
10. Пироксеновый экзоскарн.
11. Мрамор.

**Разрез № 2** (Центральная часть Главной залежи).

1. Биотитовый гранит (мусковитизированный).
2. Окварцованный гранитоид (кварцево-плагиоклазовая порода).
3. Окварцованная пироксено-плагиоклазовая околоскарновая порода.
4. Окварцованный гранатовый эндоскарн.
5. Гранатовый эндоскарн.
6. Пироксено-гранатовый эндоскарн.
7. Гранат-пироксеновый до пироксенового экзоскарн.
8. Мрамор («останец»).
9. Гранат-пироксеновый до пироксенового экзоскарн, переходящий в пироксено-гранатовый скарноид.
10. Окварцованный гранатовый эндо- или экзоскарн.
11. Гранатовый экзо-или эндоскарн.
12. Окварцованный гранатовый экзо- или эндоскарн.
13. Гранат-пироксеновый экзоскарн, окварцованный.
14. Мрамор.
15. Гранатовый экзо-, либо эндоскарн.
16. Мрамор.

Из охарактеризованных разрезов видно, что строение Главной залежи, особенно центральной ее части, сложное. Внутри скарнов встречаются «останцы» мраморов и гранитоидов, а в западной части — еще скарноидов и сланцев. Гранатовые и гранат-пироксеновые скарны имеют как экзо-, так и эндоскарновый характер и нередко трудно определить тип этих фаций, если нет ясно выраженных признаков (геологических, текстурных и минералогических).

## Межпластовая составляющая Главной залежи

Рассматриваемое скарновое тело имеет горизонтальную мощность около 3 м. Строение его от лежачего к висячему боку следующее:

- 1) сланец слюдястый метаморфизованный;
- 2) сланец слюдястый ороговикованный;
- 3) гранатовый эндоскарн, местами окварцованный;
- 4) пироксено-гранатовый эндоскарн;
- 5) пироксенно-гранатовый до гранат-пироксенового экзоскарн;
- 6) клиногумитовый серпентинизированный мрамор.

### МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ СКАРНОВ

В составе скарнов участвует сравнительно небольшое количество минералов. Основное значение среди них имеют гранаты и пироксены. Второстепенную роль играет волластонит. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом и сфеном. В результате наложения гидротермальных процессов происходило разложение высокотемпературных скарновых минералов с образованием вторичных минералов. По пироксенам обычно развиваются актинолит, кальцит, кварц и хлорит. Гранаты вначале замещаются плагиноклазом и биотитом, а позднее эпидотом, кварцем, кальцитом, хлоритом и апатитом. Ниже будут охарактеризованы высокотемпературные минералы и некоторые вторичные минералы.

Волластонит — образует почти мономинеральную волластонитовую породу. В виде примеси в ней встречаются кварц и кальцит. Минерал образует тонкопризматические кристаллы или радиально-лучистые и сноповидные агрегаты их. Цвет минерала белый или кремовато-розовый. В шлифе бесцветный. Показатели преломления, замеренные в иммерсионных средах, равны:  $Ng'$  — 1,630;  $Nm'$  — 1,619;  $Np'$  — 1,615;  $Ng' - Np' = 0,015$ . Минерал оптически отрицательный;  $2v$  колеблется от 38 до 40°;  $cNg = 30 - 32^\circ$ .

Моноклинные пироксены представлены минералами диопсид-геденбергитового ряда. В скарнах Майхуры известно две разновидности моноклинных пироксенов. Первая представлена светло-зеленым пироксеном. Этот минерал выполняет прожилки, отходящие от скарнового тела в породы кровли (камера 3, штрек 131). Минерал в шлифе бесцветен. Оптические свойства его следующие:  $Ng' = 1,699$ ;  $Np' = 1,672$ ;  $Ng' - Np' = 0,027$ ;  $2v = 60^\circ$ ;  $cNg = 42 - 48^\circ$

Основным же минералом скарнов является темно-зеленый пироксен. Он слагает мономинеральные пироксеновые скарны и в переменном количестве устанавливается в гранат-пироксеновых скарнах. Небольшое его количество известно в окварцованных околоскарновых породах. Эта разновидность пироксена встречается в виде зеленых и темно-зеленых призматических кристаллов и агрегатов. Размеры отдельных индивидов колеблются от десятых долей миллиметра до 5—10 см. Удельный вес — 3,41. Минерал обладает переменными оптическими свойствами. Значение  $cNg$  колеблется в пределах от 41° до 48° и даже 50°, а  $2v$  — от 56 до 62°. Величина двупреломления, замеренная компенсатором Берека, изменяется в пределах 0,19—0,28. Показатели преломления, по данным В. А. Жарикова и Д. К. Власовой (1962), колеблются:  $Ng$  — от 1,735 до 1,756,  $Np$  — от 1,710 до 1,733. Оптические свойства минерала свидетельствуют о преобладании в его составе геденбергитовой молекулы; содержание последней в пироксенах экзоскарновой зоны — 86,61%, а эндоскарновой — 66% (табл. 1 и 2). Близкое к

последнему содержание геденбергитовой молекулы установлено в пироксене из околоскарновых пород (Блохина, 1961)..

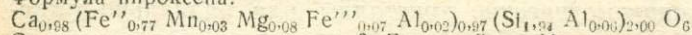
Таблица 1

Химический анализ пироксена из экзоскарновой зоны<sup>1</sup>

Компоненты	Весовые %	Молекул количества	Атомное количество кислорода	Число атомов кислорода, связанное на 6	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO <sub>2</sub>	48,12	801	1602	3,89	801	1,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,83	18	54	0,13	36	0,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,44	15	45	0,10	30	0,07
FeO	22,85	317	317	0,78	317	0,77
MnO	1,03	14	14	0,03	14	0,03
MgO	1,41	35	35	0,09	35	0,08
CaO	22,74	405	405	0,98	405	0,98
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,47		2472	6		

Общий делитель: 2472 : 6 = 412,0

Формула пироксена:



Содержание основных молекул<sup>2</sup>: Гед<sub>86,91</sub> Ди<sub>9,95</sub> Иор<sub>3,92</sub>

<sup>1</sup> Химический анализ выполнен К. П. Соковой (ИГЕМ АН СССР).

<sup>2</sup> Содержание основных молекул рассчитано из основных компонентов (FeO, MgO, CaO, MnO). Глинозем и окись железа, входящие в состав авитовой молекулы, учтены не были.

Формула пироксена здесь и ниже рассчитана по В. С. Соболеву (1949).

Имеющиеся в нашем распоряжении данные (табл. 3) позволяют сделать вывод, что состав пироксена (особенно его железистость) является надежным критерием для выделения эндо- и экзоскарновых зон.

Гранат — широко распространенный минерал скарновых зон. Наибольшим развитием гранат пользуется в Главной залежи, где слагает мощные зоны мономинеральных скарнов. В переменном количестве он присутствует в гранат-пироксеновых скарнах. Мономинеральный гранатовый состав имеют жильные скарны в гранитоидах и оскарнованные апофизы гранитоидов в мраморах. Гранат имеет красно-бурый цвет различных оттенков и интенсивности. Иногда он образует хорошие кристаллы и друзовидные агрегаты. Показатели преломления граната из скарновых зон колеблются в широких пределах. Максимальное значение показателя преломления по А. Г. Ивашенцову (1941) равно 1,846, а по В. А. Жарикову и Д. К. Власовой (1961) — 1,850. Это преломление отвечает гранату, в составе которого преобладает андрадитовая молекула. Проанализированные и замеренные автором гранаты из эндоскарновой зоны и низов экзоскарновой зоны имеют сравнительно невысокие показатели преломления (табл. 4). Содержание андрадитовой молекулы в этих гранатах, полученное расчетным путем по формуле, предложенной В. А. Жариковым и Д. К. Власовой (1961), невысокое. Очевидно, в составе минерала преобладает троссуляровая молекула.

Химический анализ пироксена из эндоскарновой зоны<sup>1</sup>  
(обр. 153/58)

Компоненты	Весовые %	Молекулярные количества	Атомное количество кислорода	Число атомов кислорода, рассчитанное на 6	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO <sub>2</sub>	47,28	788	1576	3,83	788	1,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	—	—	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,58	41	123	0,29	82	0,19
FeO	16,28	227	227	0,55	227	0,55
MnO	1,57	22	22	0,05	22	0,05
MgO	3,91	97	97	0,24	97	0,23
CaO	24,00	428	428	1,04	428	1,03
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,62	—	2473	6	—	—

Общий делитель; 2473 : 6 = 412

Формула пироксена:

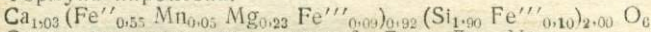
Содержание основных молекул<sup>2</sup>: Гед<sub>66</sub> Ди<sub>28</sub> Иог<sub>6</sub><sup>1</sup> Химический анализ выполнен Т. М. Суконкиной (Химлаборатория Института геологии АН УзССР).<sup>2</sup> Содержание основных молекул рассчитано из основных компонентов. Окись железа, содержание которой в минерале представляется завышенным, при пересчете не была принята во внимание.

Таблица 3

## Содержание основных молекул в пироксенах

№ пробы	Название породы	Содержание основных молекул в пироксене (в %)
355/55	Околоскарновая порода ок-варцованная	Гед <sub>68</sub> Ди <sub>26</sub> Иог <sub>6</sub>
312/55	Околоскарновая порода ок-варцованная	Гед <sub>75</sub> Ди <sub>20</sub> Иог <sub>5</sub>
153/58	Гранат-пироксеновый эндоскарн	Гед <sub>66</sub> Ди <sub>28</sub> Иог <sub>6</sub>
250/52	Пироксеновый экзоскарн	Гед <sub>36</sub> Ди <sub>9</sub> Иог <sub>5</sub>
265/52	Пироксеновый экзоскарн	Гед <sub>80</sub> Ди <sub>8</sub> Иог <sub>6</sub>
321/55	Пироксеновый экзоскарн	Гед <sub>85</sub> Ди <sub>5</sub> Иог <sub>10</sub>

Невысокие содержания андрадитовой молекулы были получены при расчете химических анализов гранатов из различных зон. В эндоскарнах оно равно 11,00%, а в низах экзоскарновой зоны — 20,00% (табл. 5 и 6). Аналогичные содержания получены при пересчете гранатовых эндо- и экзоскарнов.

Закономерного увеличения содержания андрадитовой молекулы в составе гранатов не обнаруживается. Показатели преломления гранатов, взятых из различных

участков эндоскарновой зоны, свидетельствуют об их высокоглиноземном составе. Наблюдающиеся сравнительно небольшие колебания в содержании основных молекул объясняются, по-видимому, различной концентрацией подвижных компонентов в каждом участке экзоскарновой зоны. Данные по составу гранатов и их показатели преломления приведены в табл. 7.

Под микроскопом гранаты обнаруживают буроватую или розоватую окраску, реже бесцветны. Последние, как правило, обнаруживают анизотропию. Они обычно развиты в зальбандах рудных прожилков. Переход гра-

Таблица 4  
Показатели преломления гранатов<sup>1</sup>

№.№ образцов	Значение показателя преломления	Содержание андрадитовой молекулы вычисленное	Место взятия образца
409/55	1,751 ± 0,002	10%	Штольня 8
91/55	1,751 ± 0,002	10%	Камера 3
314/55	1,752 ± 0,002	10%	Штольня 8
316/55	1,753 ± 0,002	11%	Штольня 8
446/54	1,751 ± 0,002	12%	Западная залежь
280/54	1,759 ± 0,002	15%	Камера 10
89/55	1,759 ± 0,002	15%	Камера 3
281/54	1,760 ± 0,002	15%	Камера 10
76/55	1,763 ± 0,002	20%	Камера 8
95/54	1,766 ± 0,002	20%	Камера 4

<sup>1</sup> Показатели преломления гранатов определялись в иммерсионных жидкостях.

Химический состав граната из эндоскарновой зоны<sup>1</sup>

Таблица 5

Компоненты	Весовые %	Молекулярное количество	Атомное количество кислорода	Число атомов кислорода, рассчитанное на 12	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO <sub>2</sub>	38,64	643	1286	5,93	643	2,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,20	199	597	2,74	398	1,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,75	24	72	0,33	48	0,22
FeO	2,57	36	36	0,17	36	0,16
MnO	1,40	20	20	0,10	20	0,09
MgO	0,17	4	4	0,01	4	0,01
CaO	33,24	592	592	2,72	592	2,72
TiO <sub>2</sub>	0,10	—	—	—	—	—
Сумма	100,07	—	2607	12	—	—

Общий делитель; 2607 : 12 = 217,2

Формула граната<sup>2</sup>:

(Ca<sub>2,72</sub> Fe<sup>II</sup><sub>0,16</sub> Mn<sub>0,09</sub> Mg<sub>0,01</sub>)<sub>2,98</sub> (Al<sub>1,78</sub> Fe<sup>III</sup><sub>0,22</sub>)<sub>2,00</sub> [(Si<sub>2,96</sub> Al<sub>0,05</sub>)<sub>3,01</sub> O<sub>12</sub>]

Содержание основных молекул:<sup>2</sup> Грос<sub>79</sub> Андр<sub>11</sub> Альм<sub>3</sub> Снез<sub>3</sub> Пир<sub>1</sub>

<sup>1</sup> Химический анализ выполнен К. П. Соковой (ЦХЛ ИГЕМ АН СССР).

<sup>2</sup> Формула граната здесь и ниже рассчитана по В. С. Соболеву (1949).

Химический анализ граната из экзокскариевой зоны<sup>1</sup> (обр. 292/58)

Компоненты	Весовые %	Молекулярные количества	Атомное количество кислорода	Число атомов кислорода, рассчитанные на 12	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO <sub>2</sub>	39,0	651	1302	6,04	651	3,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,08	178	534	2,48	356	1,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,65	42	126	0,58	84	0,39
FeO	2,95	40	40	0,18	40	0,18
MnO	1,82	25	25	0,12	25	0,11
MgO	0,28	7	7	0,03	7	0,03
CaO	31,00	553	553	2,57	553	2,56
S	0,20	—				
CO <sub>2</sub>	0,20					
Сумма	100,18		2587	12		

Общий делитель: 2587 : 12 = 215,6

Формула граната:

 $(Ca_{2,56} Fe''_{0,18} Mn_{0,11} Mg_{0,33} Fe'''_{0,04})_{2,92} (Al_{1,65} Fe'''_{0,35})_{2,10} [Si_{2,02} O_{12}]$ Содержание основных молекул: Грос<sub>138</sub> Андр<sub>20</sub> Альм<sub>7</sub> Спес<sub>4</sub> Пир<sub>1</sub>Значение показателя преломления  $N = 1,762 \pm 0,002$ <sup>1</sup> Химический анализ выполнен Е. Касьяновой. (Химлаборатория Института геологии АН УЗССР).

Таблица 7

## Содержание основных молекул в проанализированных гранатах и их оптическая характеристика

№ образца	Название породы	Содержание основных молекул в %	Значение показателей преломления
12/54	Гранатовый эндоскарн	Грос <sub>79</sub> Андр <sub>11</sub> Альм <sub>6</sub> Спес <sub>3</sub> Пир <sub>1</sub>	1,762 ± 0,002
316/55	Гранатовый эндоскарн	Грос <sub>70</sub> Андр <sub>13</sub> Альм <sub>11</sub> Спес <sub>5</sub> Пир <sub>1</sub>	1,753 ± 0,002
446/54	Гранатовый эндоскарн из жилы в мраморах	Грос <sub>66</sub> Андр <sub>16</sub> Альм <sub>11</sub> Спес <sub>3</sub> Пир <sub>4</sub>	1,754 ± 0,002
281/54	Пироксено-гранатовый экзокскарн	Грос <sub>66</sub> Андр <sub>20</sub> Спес <sub>3</sub> Пир <sub>2</sub>	1,760 ± 0,002
292/58	Пироксено-гранатовый экзокскарн	Грос <sub>68</sub> Андр <sub>20</sub> Альм <sub>6</sub> Спес <sub>4</sub> Пир <sub>2</sub>	1,762 ± 0,002

ната из изотропной разновидности в анизотропную сопровождался, по-видимому, некоторыми изменениями в структуре минерала. Рентгеноструктурный анализ нескольких образцов анизотропного граната, произведенный К. П. Януловым, показал, что при несомнен-

ной близости значений межплоскостных расстояний они отличаются от изотропных гранатов расплывчатыми рефлексами.

Переход гранатов из изотропной разновидности в анизотропную осуществлялся по всей вероятности под воздействием гидротермальных растворов, так как анизотропные гранаты встречаются исключительно в гидротермально измененных скарнах. При этом анизотропия характерна для гранатов из сравнительно слабо измененных, но интенсивно трещиноватых скарнов. Интенсивно измененные скарны обычно содержат изотропный гранат. Эта зависимость обусловлена либо характером воздействия растворов, либо деформационными явлениями. Гранаты замещаются биотитом, плагиоклазом, эпидотом, хлоритом, кварцем, кальцитом, гематитом и иногда флюоритом и касситеритом. Интересны образованные при замещении гранатового скарна плагиоклаз-биотитовые метасоматиты.

Актинолит — широко распространенный минерал. В скарнах он развивается по моноклинному пироксену и нередко замещают его полностью. Максимальное развитие актинолита отмечается в зонах трещиноватости и в контакте с линзообразными рудными телами, где он ассоциирует с эпидотом, кальцитом, хлоритом, кварцем и рудными минералами. Некоторые из них (хлорит, магнетит, сульфиды) отлагались позднее актинолита и замещали его по спайности. Для актинолита характерны волокнистые и сноповидные агрегаты, сложенные длинношестоватыми кристаллами, не имеющими концевых ограничений. Цвет минерала изменяется от светлого, сине-зеленого до темно-зеленого. В шлифе актинолит окрашен в зеленый цвет различной интенсивности. Густо окрашенная разность плеохроирует от синева-зеленого (по Ng) до желтовато-зеленого (по Nm) и зеленовато-желтого (по Np). В отраженном свете минерал обнаруживает аналогичный цветной эффект анизотропии.  $Ng' = 1,669 \pm 0,002$ ;  $Np' = 1,652 \pm 0,002$ ;  $cNg = 14^\circ - 19^\circ$ .

Эпидот в большом количестве встречается в скарнах, скарноидах и в окварцованных породах. Он является основным минералом эпидозитов. Известно две генерации этого минерала. Эпидот первой генерации выделялся, по-видимому, в заключительный этап скарнового процесса. Он слагает эпидозиты. Эпидот второй генерации замещает гранат вблизи рудных жил и выполняет прожилки. Он ассоциирует с кварцем, кальцитом, пиритом и халькопиритом. Эта генерация эпидота представлена двумя разновидностями. Первая характерна для околорудно измененных гранатовых скарнов. Минерал имеет серый, иногда со слабым зеленоватым оттенком цвет. Образует крупные кристаллы (до 10 см), иногда собранные в лучистые агрегаты. Значительные скопления этого эпидота отмечаются в эндоскарновой зоне (камеры 6, 7, 8, 14 и др.). Показатели преломления этого эпидота, замеренные в иммерсии, равны:  $Nm' = 1,730 \pm 0,002$ ;  $Np' = 1,724 \pm 0,002$ . Минерал оптически отрицательный. Удельный вес, определенный пикнометрическим способом, равен 3,26. Принадлежность этой разновидности к эпидоту подтверждена рентгеноструктурным и химическим (табл. 8) анализами. По химическому составу минерал близок к эталону (Бетехтин, 1950). Формула минерала, выведенная расчетным путем, неплохо «укладывается» в формулу, предложенную И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964).

Вторая разновидность эпидота образует гнезда и прожилки в гранатовых скарнах. Она ассоциирует с кальцитом, кварцем и пиритом.

Химический состав серовато-зеленого эпидота<sup>1</sup>

Компоненты	Весовые %	Атомные количества	Количество катионов (делитель 0,213)	Валентность катионов
SiO <sub>2</sub>	36,00	0,599	2,86	11,44
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,80	0,516	2,56	7,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,46	0,093	0,44	1,32
FeO	0,37	0,005	0,02	0,04
MnO	0,17	0,002	0,01	0,02
MgO	0,80	0,020	0,09	0,18
CaO	21,60	0,439	2,06	4,12
Сумма	100,20	1,704	8,00	24,80
H <sub>2</sub> O+	3,00	0,332	1,09	—13
				11,80 (кислород) 1,20 (гидроксил)

Недостаток по анализу  $\text{OH}: 1,20 - 1,09 = 0,11(\text{OH}) = 0,22\text{H}_2\text{O}$

Формула:  $\text{Ca}_{2,06}(\text{Al}_{2,46} \text{Fe}''_{0,44} \text{Mg}_{0,09} \text{Fe}''_{0,02} \text{Mn}_{0,01})_{3,02}(\text{Si}_{2,86} \text{Al}_{0,10})_{2,96} \times$   
 $\times (\text{O}_{11,80} \text{OH}_{0,20})_{12} \text{OH}$ .

<sup>1</sup> Анализ выполнен в химической лаборатории Института геологии АН УзССР. Формула минерала рассчитана по методу И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964).

Минерал образует столбчатые зерна и шестоватые и радиально-лучистые агрегаты фишашково-зеленого цвета. Под микроскопом обнаруживает аномальную интерференционную окраску. Рассматриваемая разновидность эпидота обладает переменными оптическими свойствами. Угол оптических осей измеряется в пределах от +68° до +88°. Угол угасания небольшой (1—2°). Величина двупреломления колеблется в пределах от 0,019 до 0,036—0,050. Положительное значение угла оптических осей свидетельствует, согласно В. Н. Лодочникову (1955), о невысоком содержании в минерале окисного железа. Наблюдающиеся различия в составе и оптических свойствах рассматриваемых двух разновидностей эпидота объясняются, по-видимому, различными условиями их отложения. Первая разновидность метасоматически замещала гранат (возможно и другие минералы), а вторая—отлагалась по трещинам. Рентгенограмма второй разновидности эпидота сходна с таковой эталона, отличаясь от последней наличием нескольких спаренных линий.

Циркон встречается лишь в эндоскарновой зоне в окварцованных околоскарновых породах и, реже, в гранатовых скарнах. Он образует мелкие (до 0,1 мм) кристаллики и зерна удлинённой формы. В шлифе имеет буроватую окраску и обладает высоким двупреломлением. Он ассоциирует с мелкозернистым тонкопризматическим апатитом и нередко, вместе с последним, бывает заключен в апатите второй генерации.

Апатит в скарновых зонах представлен двумя генерациями. Мелкозернистый тонкопризматический апатит первой генерации установлен

в эндоскарновой зоне в окварцованных околоскарновых породах, в кварцево-гранатовых и, реже, в гранатовых скарнах. Прожилкообразные скопления мелкозернистого апатита наблюдаются и в скарноидах. Этот апатит является реликтовым минералом исходных известково-силикатовых роговиков. В последних он образует аналогичные скопления. Апатит первой генерации в эндоскарновой зоне ассоциирует с цирконом и нередко вместе с ним заключен в апатите второй генерации. Апатит второй генерации встречается во всех скарновых породах, измененных более поздними гидротермальными процессами. Концентрация его местами бывает значительной.

Так, в Главной скарновой залежи встречаются породы, сложенные апатитом (30—50%), актинолитом (40—50%) и кварцем. В этой породе апатит выступает в роли порообразующего минерала. Апатит второй генерации сравнительно крупнозернистый. Размеры зерен его колеблются от 0,5 до 1,5 мм. В шлифе часто замутнен и нередко аномально двусен.

Сфен по сравнению с апатитом менее распространен, однако подобно последнему он встречается во всех типах пород. Известно, по крайней мере, две генерации этого минерала. Одну из них представляет реликтовый сфен, широко распространенный в скарноидах. Он представлен мелкими (сотые доли миллиметра), конвертообразными зернами, плеохроирующими от коричнево-бурого до бесцветного. В породе он распределен неравномерно — в виде гнезд и параллельных цепочек. Особенности распределения минерала в породе и характер плеохроизма сходны с таковыми сфена из известково-силикатовых роговиков. Это позволяет предположить, что он является реликтовым минералом метаморфических пород.

Сфен второй генерации встречается в эндо- и экзоскарновой зонах. Минерал представлен зернами неправильной или удлинённой формы и реже — хорошо ограненными кристаллами. Обычно он приурочен к измененным участкам скарнов. Образование его происходило, по-видимому, за счет титана и кальция, выделившихся при разложении основных скарновых минералов (граната и пироксена).

### Особенности формирования скарновых зон Майхуринского месторождения

Особенности формирования скарновых зон Майхуринского рудного поля рассмотрены на примере Главной залежи и ее межпластовой составляющей, вскрытой штольней 13.

Главная скарновая залежь, являющаяся основным скарновым телом месторождения, имеет сложное строение. Одной из существенных особенностей ее является резкое несоответствие мощностей эндо- и экзоскарновых зон. Мощность последней обычно в несколько раз превышает мощность первой, что обусловлено, с одной стороны, широким развитием в экзоскарновой зоне скарноидов и, с другой стороны, наличием среди исходных пород экзоконтакта апофиз гранитоидов и прослоев сланца, значительно усложнивших течение скарнового процесса и способствовавших появлению среди экзоскарнов эндоскарновых образований. По мнению В. А. Жарикова и Д. К. Власовой (1961), гранитоидные апофизы обусловили появление в экзоскарновой зоне нескольких сближенных метасоматических колонок простейшего типа.

Поскольку в нашем распоряжении отсутствовали надежные критерии для выделения в экзоскарновой зоне колонок простейшего типа,

при выявлении особенностей поведения основных компонентов мы рассматриваем экзоскарновую зону без более дробного расчленения. При этом к экзоскарновым образованиям были отнесены разнообразные скарны и скарноиды, расположенные выше «останцов» карбонатных пород, т. е. заведомо из экзоскарновой зоны, а также пироксеновые и пироксено-гранатовые скарны, окаймляющие их снизу.

К эндоскарновым образованиям отнесены окварцованные околоскарновые породы, гранатовые и пироксено-гранатовые, иногда окварцованные скарны, расположенные между околоскарновыми породами и упомянутыми пироксеновыми скарнами. Поведение основных компонентов для Главной залежи было рассмотрено на примере двух разрезов. Межпластовая апофиза представляет собой часть Главной залежи. В понятии В. А. Жарикова она отвечает метасоматической колонке простейшего типа, отделенной от соседних простейших колонок прослоем вмещающих пород. Строение ее довольно простое. Особенности поведения основных компонентов рассмотрены на примере одного разреза.

### Особенности формирования Главной залежи

При выборе разрезов автор исходит, во-первых, из того, что центральные и фланговые части скарновых тел характеризуются различным соотношением подвижных и инертных компонентов. Д. С. Коржинским (1955) было установлено и В. А. Жариковым (1959) подтверждено, что пониженные концентрации привносимых подвижных компонентов и повышенные инертных компонентов характерны для краевых и фланговых частей месторождений, т. е. для участков, где воздействие восходящих растворов было менее интенсивным. В центральных и внутренних участках скарновой зоны, где воздействие растворов было более интенсивным, наблюдается обратная картина.

Разрез № 1 взят вблизи восточного выклинивания Главной залежи. Скарновое тело на этом участке, как видно из приведенного выше разреза, сложено гранатовыми, пироксеновыми и пироксено-гранатовыми скарнами и скарноидами, а также окварцованными околоскарновыми породами. Так как мощность скарноидов невелика, в приведенных ниже расчетах за исходную карбонатную породу был взят чистый мрамор. Для расчета привноса—выноса компонентов были проанализированы породы основных зон разреза. Породы, развитые вокруг «останца» гранитоидов, не анализировались. Расчет привноса—выноса компонентов для метасоматических пород, образованных по мраморам в разрезе № 1 (табл. 9, гр. 19) показывает, что они формировались с привносом всех компонентов, исключая кальций и углекислоту. Замещение гранитоидов скарнами происходило в условиях выноса кремнезема, фосфора, а также щелочей и магния, при наличии привноса железа, марганца, кальция, титана и, очевидно, глинозема (гр. 24).

Из определения привноса—выноса вещества в целом по зоне (гр. 25) видно, что ее формирование происходило в условиях привноса всех компонентов, за исключением щелочей и углекислоты, которые выносились. Характер привноса компонентов был различным. Если железо, магний и марганец, в основном, привносились растворами, то кремний и титан (в скарнах по известнякам) и кальций (в скарнах по гранитоидам) заимствовались соответственно из гранитоидов и мраморов. Глинозем, по-видимому, не только заимствовался из гранитоидов, но и привносился растворами. Содержания этого компонента в гранатовых и пироксено-гранатовых эндоскарнах выше, чем в исходной гранитоидной породе (56,63 г/100 см<sup>3</sup> и 62,11 г/100 см<sup>3</sup> против 38,07 г/100 см<sup>3</sup>).

Таблица 9

Привнос (+) — вынос (—) компонентов в процессе скарнообразования (по первому разрезу Главной залежи)<sup>1</sup>

Компоненты	Мрамор обр. 517		Пироксеновый эк- зоскарн обр. 321		Гранат-пирок- сеновый экзо- скарн обр. 318		Пироксено-гран- товый эндоскарн обр. 317		Гранатовый эн- доскарн обр. 316		Окварцованный гранатовый скарн обр. 315		Пироксено- кварцевая по- рода обр. 312	
	весовой %	г/100 см <sup>3</sup>	весовой %	г/100 см <sup>3</sup>	весовой %	г/100 см <sup>3</sup>	весовой %	г/100 см <sup>3</sup>	весовой %	г/100 см <sup>3</sup>	весовой %	г/100 см <sup>3</sup>	весовой %	г/100 см <sup>3</sup>
SiO <sub>2</sub>	0,64	1,77	45,07	160,00	42,62	145,76	42,44	145,56	41,29	142,85	73,35	218,58	75,07	225,21
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,08	0,05	0,17	0,11	0,37	0,18	0,61	0,05	0,17	0,05	0,14	0,24	0,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,15	0,41	1,69	5,99	10,73	36,69	18,11	62,11	16,37	56,63	8,14	24,25	1,21	3,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,10	1,03	3,65	4,79	16,38	5,61	19,24	5,28	18,26	2,31	6,88	1,00	3,00
FeO	0,15	0,41	23,21	82,39	10,31	35,26	3,77	12,92	4,48	15,50	3,21	9,56	9,47	28,41
MnO	0,05	0,13	2,53	8,98	1,62	5,54	1,32	4,53	1,80	6,23	0,90	2,68	0,56	1,68
MgO	0,40	1,10	0,81	2,87	1,05	3,60	0,25	0,86	0,25	0,86	0,15	0,44	0,47	4,41
CaO	54,86	151,96	21,83	77,50	26,14	89,39	25,87	88,73	27,04	93,55	10,74	32,00	9,87	29,61
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,13	0,46	0,20	0,68	0,18	0,61	0,29	0,99	0,18	0,53	0,18	0,54
K <sub>2</sub> O	0,20	0,55	0,31	1,10	0,26	0,88	0,27	0,92	0,13	0,45	0,30	0,89	0,27	0,81
п. п. п.	43,37	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
±H <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CO <sub>2</sub>	43,21	119,69	0,92	3,26	0,90	3,07	0,84	2,88	2,20	7,61	0,54	1,60	0,12	0,36
S	0,02	0,05	2,82	10,00	1,96	6,70	0,51	1,75	0,14	0,48	0,10	0,29	0,22	0,66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,33	0,04	0,14	0,02	0,06	0,48	1,64	0,48	1,65	0,07	0,20	0,24	0,72
Сумма	99,87	276,58	100,44	356,51	100,79	344,65	99,83	342,36	99,80	345,23	100,04	298,04	98,92	299,76
Объемный вес	2,77		3,55		3,42		3,43		3,46		2,98		3,00	

<sup>1</sup> Химические анализы выполнены в ЦХЛ УзГУ.

Компоненты	Двуслюдяной гранит обр. 310		Привнос (+) — вынос (—) компонентов								
	весовой %	г/100 см <sup>3</sup>	разность между гр. 2 и 4	разность между гр. 4 и 6	по экзо-скарпо-вой зоне в целом	разность между гр. 8 и 10	разность между гр. 10 и 12	разность между гр. 12 и 14	разность между гр. 14 и 16	по эндо-скарпо-вой зоне в целом	общий по зоне
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO <sub>2</sub>	71,23	185,91	+158,23	-14,24	+143,99	+2,71	-75,73	- 6,63	+39,30	-40,35	+103,64
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,47	+ 0,09	+ 0,20	+ 0,29	+0,44	+ 0,03	- 0,58	+ 0,25	+ 0,14	+ 0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,59	38,07	+ 5,58	+30,70	+ 36,28	+5,48	+32,38	+20,62	-34,44	+24,04	+ 60,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,70	1,83	+ 3,55	+12,73	+ 16,28	+0,98	+11,38	+ 3,88	+ 1,17	+17,41	+ 33,69
FeO	2,08	5,43	+ 81,98	-47,13	+ 34,85	-2,58	+ 5,94	+18,85	+22,98	+ 7,49	+42,34
MnO	0,09	0,23	+ 8,85	- 3,44	+ 5,41	-1,70	+ 3,55	+ 1,00	+ 1,45	+ 4,30	+ 9,71
MgO	0,60	1,56	+ 1,77	+ 0,73	+ 2,50	0,00	+ 0,42	- 3,97	+ 2,85	- 0,70	+ 1,80
CaO	1,96	5,11	- 74,46	+11,89	- 62,57	-4,82	+61,55	+ 2,39	+24,50	+83,62	+ 21,05
Na <sub>2</sub> O	4,16	10,85	+ 0,46	+ 0,22	+ 0,68	-0,38	+ 0,46	- 0,01	-10,31	-10,24	- 9,56
K <sub>2</sub> O	3,43	8,95	+ 0,55	- 0,22	+ 0,33	+0,47	- 0,44	+ 0,08	- 8,14	- 8,03	- 7,70
п. п. п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+ 0,27
±H <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	+ 0,27	+ 0,27	0,0	—	—	+ 0,10	+ 2,62	-114,00
CO <sub>2</sub>	0,10	0,26	-116,43	- 0,19	-116,62	-4,73	+ 6,01	+ 1,24	+ 0,22	+ 1,31	+ 7,96
S	0,17	0,44	+ 9,95	- 3,30	+ 6,65	+1,27	+ 0,19	- 0,37	+ 0,22	+ 0,75	+ 0,48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,89	- 0,19	- 0,08	- 0,27	-0,01	+ 1,45	- 0,52	- 0,17		
Сумма	99,63	260,00									
Объемный вес.		2,61									

Примечание. В таблицу не включены зоны 3, 4, 5 и 6 разреза № 1.

Довольно высокое содержание его отмечается и в гранат-пироксеновом экзоскарне (обр. 318).

На диаграмме (рис. 1), построенной по данным табл. 9, отражено наличие встреченной диффузии компонентов: Si — в сторону карбонатной породы, а Ca — в сторону гранитоидной. Обращает на себя внимание ломаный характер линий. В значительной степени это было обусловлено наложением процесса послескарнивого окварцевания, при котором наряду с обогащением породы кварцем происходил некоторый вынос других компонентов (Ca, Al и др.).

Явление диффузии глинозема из гранитоидной породы в карбонатную на диаграмме затушевывается пиком на месте зон гранатового и пироксено-гранатового эндоскарнов, отвечающим содержанию более высокому, чем в исходной гранитоидной породе. По-видимому, для образования высокоглиноземистых гранатовых скарнов при равновольном замещении был необходим дополнительный привнос глинозема.

Из диаграммы отчетливо виден привнос железа, марганца и магния. Положение максимумов кривых перечисленных компонентов на диаграмме позволяет предположить, что подвижность (и концентрация) их в разных зонах менялась и зависела от изменения просачивающегося раствора. В начальные этапы в растворах была повышенная концентрация железа (в виде закиси) и, возможно, магния. Позднее, в связи с повышением химического потенциала кислорода, увеличивается роль окисного железа и марганца. Максимум окисного железа на диаграмме приурочен к внутренней части скарновой зоны. Интересно наличие здесь максимума и для алюминия. Естественно, что поведение компонентов в процессе скарнообразования предопределило минеральный состав зон. В условиях высокого химического потенциа-

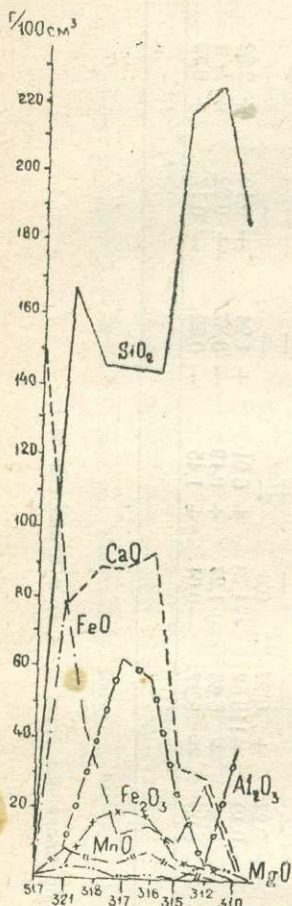


Рис. 1. Диаграмма привноса—выноса основных компонентов при скарнообразовании по первому разрезу Главной залежи. Обр. 517 — мрамор; обр. 321 — пироксеновый экзоскарн; обр. 318 — гранат-пироксеновый экзоскарн; обр. 317 — пироксено-гранатовый эндоскарн; обр. 316 — гранатовый эндоскарн; обр. 315 — окварцованный гранатовый эндоскарн; обр. 312 — окварцованная околоскарновая порода; обр. 310 — двуслюдяной гранит.

ла натрия в растворах была образована околоскарновая порода пироксено-плаггиоклазового состава (Коржинский, 1955). Формирование ее сопровождалось выносом калия и кремнезема и привнесом кальция и некоторых подвижных компонентов. Наложение процессов

окварцевания привело к значительному изменению минерального и химического состава породы. Образованная пироксено-кварцевая порода лишь в некоторой степени отражает поведение железа и магния в момент ее формирования. Кремнезем, освободившийся при скарнировании гранитоида, был полностью использован на образование пироксенового экзоскарна. Глинозем, который в период формирования пироксенового скарна был неподвижен, в экзоскарновую зону не приносился. Незначительная его примесь в пироксеновом скарне, вероятно, обусловлена первичной примесью глинистого материала в исходной карбонатной породе.

Помимо кремнезема для формирования пироксенового экзоскарна был необходим привнос железа, магния и марганца. Преобладающий над магнием привнос железа приводит к увеличению содержания геденбергитовой молекулы в пироксенах экзоскарновой зоны. Увеличение подвижности глинозема в следующий этап скарнового процесса и привнос железа (в виде окиси) обусловили появление на месте ранее образованной околоскарновой породы гранат-пироксенового, либо гранатового эндоскарна. В составе граната преобладает гроссуляровая молекула. Содержание геденбергитовой молекулы в пироксене эндоскарнов ниже, чем в пироксене из экзоскарнов. Позднее, часть зоны гранатового или пироксено-гранатового эндоскарна, примыкающая к околоскарновой породе, была окварцована. По мере развития скарнового процесса происходило также замещение пироксеновых экзоскарнов гранатовыми с образованием пироксено-гранатовых и гранат-пироксеновых экзоскарнов. В данном случае процесс замещения пироксеновых скарнов гранатовыми прошел не до конца, так как во внешней зоне сохранились мономинеральные пироксеновые экзоскарны. При образовании биминеральных экзоскарнов кремнезем, железо и марганец заимствовались из исходных пироксеновых скарнов. Некоторое количество закисного железа и марганца выносилось. Дополнительно приносился глинозем и окисное железо, причем количество привнесенного глинозема превышало содержание в растворе окисного железа. В результате в эндоскарновой зоне был образован гранат, в составе которого преобладает гроссуляровая молекула. В качестве выводов по данному разрезу отметим следующее.

1. Формирование скарновой зоны происходило в условиях местной встречной диффузии инертных компонентов: Са — в сторону гранитоидной, а Si — в сторону карбонатной породы.

2. Диффузия глинозема, как это видно из особенностей его поведения в скарновом разрезе, имеет место. Вместе с тем отмечается увеличение содержания данного компонента в скарнах, по сравнению с исходной породой. Заметная миграция глинозема в экзоскарновую зону, а также высокое содержание гроссуляровой молекулы в гранатах из экзоскарнов свидетельствует об участии в скарнообразовании инфильтрационных процессов.

3. Железо, марганец и магний в процессе скарнообразования были подвижными.

Разрез № 2 взят в центральной, наиболее мощной, части Главной залежи. В разрезе через скарновую зону устанавливается присутствие двух зон гранатового скарна (эндо-и экзоскарновая), пироксено-гранатовых экзо- и эндоскарнов, скарноидов и околоскарновых пород. Мономинеральные пироксеновые экзоскарны во внешней зоне отсутствуют. Скарнированию подвергались гранитоиды, мраморы и известково-силикатовые роговики. Учитывая значительную мощность скарноидов, в

приведенной таблице (табл. 10) за исходную карбонатную породу была взята порода среднего, между мраморами и известково-силикатовыми роговиками, состава. Для расчета привноса-выноса компонентов были использованы химические анализы основных скарновых зон. Зоны второстепенного значения и прослой карбонатных пород в скарнах не анализировались. Одним анализом представлены зоны, окаймляющие с двух сторон «останцы» мраморов.

Прежде чем приступить к разбору аналитических данных отметим, что точность некоторых анализов вызывает сомнение. Так, в гранитоиде, содержащем плагиоклаз, не установлен натрий, а в пироксено-гранатовом скарне — глинозем. В выводах автором сделаны соответствующие

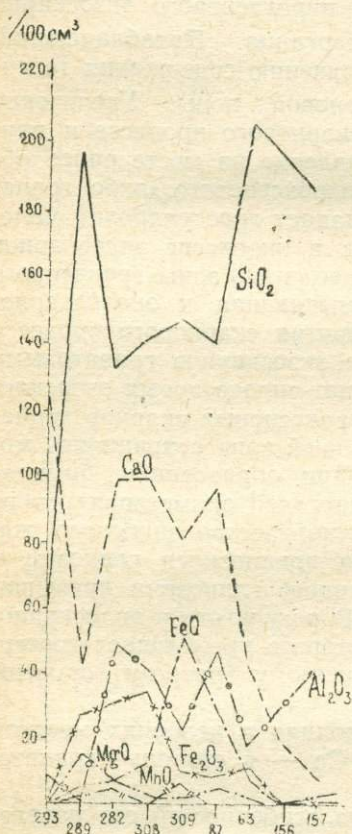


Рис. 2. Диаграмма привноса—выноса основных компонентов при скарнообразовании по второму разрезу Главной залежи. Обр. 293 — карбонатная порода; обр. 289 — окварцованный пироксеновый экзоскарн; обр. 282 — гранатовый экзоскарн; обр. 308 — пироксено-гранатовый экзоскарн; обр. 309 — пироксено-гранатовый эндоскарн; обр. 67 — гранатовый эндоскарн; обр. 63 — окварцованный гранатовый эндоскарн; обр. 156 — окварцованная околоскарновая порода; обр. 157 — двуслудяной гранит.

поправки. Расчет привноса-выноса компонентов (табл. 10) для скарнов, образованных по карбонатным породам (гр. 27) показывает, что они формировались с привносом всех компонентов, кроме кальция, углекислоты, которые выносились.

Эндоскарновые зоны формировались в условиях выноса кремнезема, глинозема, титана, щелочей и фосфора при наличии привноса кальция, железа, марганца и магния (гр. 23). Из определения привноса — выноса в целом по зоне (гр. 28) видно, что ее формирование происходило в условиях привноса всех компонентов, за исключением углекислоты, щелочей (калий и натрий) и титана, которые выносились.

Источником привнесенных компонентов были послемагматические растворы, либо исходные породы. Так, железо, магний и марганец, в основном, привносились растворами. Кальций, необходимый для образования эндоскарнов, замещивался из карбонатных пород. Кремний и глинозем, необходимые для образования экзоскарнов, поступали из гранитоидных пород. Для глинозема приходится допустить возможность привноса растворами, так как его содержание в гранатовых экзо- и эндоскарнах (в г/100 см<sup>3</sup>) превышает таковое в исходном гранитоиде (48 и 49 г/100 см<sup>3</sup> против 43 г/см<sup>3</sup>).

На диаграмме, построенной по данным табл. 10 (рис. 2), отражено поведение основных компонентов при скарнообразовании. Несмотря на ломаный характер линий, наблюдается наличие встречной диффузии компонентов: кремния — в сторону карбонатной породы, а кальция — в сторону алюмосиликатной. Ломаный характер линий обусловлен

Привнос (+) — вынос (—) компонентов в процессе скарпообразования  
(по второму разрезу Главной залежи)

Компоненты	Гранитонд (обр. 157/58)		Окварцованная околоскарновая порода (обр. 156/58)		Окварцованный гранатовый скарн (обр. 63/58)		Гранатовый эндоскарн (обр. 67/58)		Пироксено-гранатовый эндоскарн (обр. 309/58)		Пироксено-гранатовый экзоскарн (среднее из двух)		Гранатовый экзоскарн (обр. 282/58)	
	весовые %	г/100 см <sup>3</sup>	весовые %	г/100 см <sup>3</sup>	весовые %	г/100 см <sup>3</sup>	весовые %	г/100 см <sup>3</sup>	весовые %	г/100 см <sup>3</sup>	весовые %	г/100 см <sup>3</sup>	весовые %	г/100 см <sup>3</sup>
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	70,74	185,34	73,80	194,09	69,88	208,22	39,32	139,55	43,04	147,20	40,60	142,10	38,07	132,07
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,39	—	—	0,24	0,71	0,26	0,92	—	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,30	43,10	11,33	29,79	5,95	17,72	13,64	48,39	6,41	21,92	12,06	42,21	14,34	49,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,41	3,75	0,73	1,92	4,22	12,57	2,43	8,63	3,16	10,81	10,03	35,10	8,89	30,85
FeO	1,11	2,91	0,84	2,21	3,16	9,42	9,10	32,31	15,21	52,04	3,83	13,40	2,18	7,56
MnO	0,06	0,16	0,40	0,05	0,47	1,40	0,00	0,00	2,10	7,18	0,09	0,32	1,29	4,48
MgO	0,64	1,68	0,62	1,63	1,15	3,43	3,15	11,22	1,67	5,71	1,35	4,72	1,99	6,91
CaO	4,36	10,42	7,60	20,00	14,27	42,51	27,84	98,20	23,61	80,75	28,74	100,56	28,89	100,21
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	2,25	5,92	0,00	0,00	1,00	3,55	1,41	4,82	1,10	3,85	0,95	3,29
K <sub>2</sub> O	3,50	9,17	0,68	1,79	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	—	—
п. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
±H <sub>2</sub> O	0,22	0,58	0,32	0,84	0,30	0,89	0,65	2,31	0,32	1,06	0,28	0,98	0,36	1,25
CO <sub>2</sub>	1,09	2,85	1,43	3,76	—	—	2,10	7,46	2,53	8,65	0,93	3,26	2,19	7,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,42	1,10	0,36	0,95	0,30	0,89	0,26	0,71	0,30	1,03	0,31	1,08	0,83	2,88
	0,00	—	0,00	—	0,08	0,24	0,30	1,06	0,24	0,82	—	—	—	—
Рудные компоненты	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,68	2,38	0,02	0,06
Сумма	100,00	261,45	100,36	262,95	100,02	298,00	100,00	354,31	100,00	342,00	100,00	349,96	100,00	346,98
Объемный вес		2,62		2,63		2,98		3,55		3,42		3,50		3,47

Компоненты	Окварцованный гранат-пироксеновый экзокскари (обр. 289/58)		Карбонатная порода (среднее из двух)		Привнос (+) — Вынос (—) компонентов																
	весовые %	г/100 см <sup>3</sup>	весовые %	г/100 см <sup>3</sup>	разность между гр. 2 и 4		разность между гр. 4 и 6		разность между гр. 6 и 8		разность между гр. 8 и 10		по эндо-скарповой зоне	разность между гр. 12 и 14		разность между гр. 14 и 16		разность между гр. 16 и 18		по экзо зоне	по зоне в целом
					19	20	21	22	23	24	25	26		27	28						
SiO <sub>2</sub>	65,17	198,12	18,65	54,10	+ 8,75	+ 14,13	-68,69	+ 7,65	-38,16	+ 10,03	-66,05	+ 144,02	+ 88,00	+ 49,84							
TiO <sub>2</sub>	—	—	0,01	0,03	- 0,39	+ 0,71	+ 0,21	- 0,92	- 0,39	—	—	0,03	- 0,03	- 0,42							
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	2,53	7,35	-13,31	-12,66	+ 30,66	-19,67	-14,98	- 7,52	+ 49,73	- 7,35	+ 34,86	+ 19,88							
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,99	27,33	0,02	0,05	- 1,83	+ 10,66	- 3,95	+ 2,18	+ 7,06	+ 4,25	+ 3,52	+ 27,28	+ 35,05	+ 42,11							
FeO	5,27	16,02	0,53	1,53	- 0,70	+ 7,21	+ 22,89	+ 19,71	+ 49,11	+ 5,84	- 8,46	+ 14,49	+ 11,87	+ 60,97							
MnO	1,12	3,40	0,02	0,06	+ 0,89	+ 0,35	- 1,40	+ 7,18	+ 7,02	- 4,16	+ 1,08	+ 3,34	+ 0,26	+ 7,28							
MgO	2,10	6,38	0,87	2,50	- 0,05	+ 1,80	+ 7,79	- 5,51	+ 4,03	- 2,19	+ 0,53	+ 3,88	+ 2,22	+ 6,25							
CaO	13,09	39,79	47,08	133,17	+ 9,58	+ 22,53	+ 56,28	- 18,05	+ 70,34	+ 0,35	+ 60,42	- 93,38	- 32,61	+ 37,73							
Na <sub>2</sub> O	1,00	3,04	0,47	1,35	+ 5,92	- 5,92	+ 3,55	+ 1,27	+ 4,82	+ 0,56	+ 0,25	+ 1,69	+ 2,50	+ 7,32							
K <sub>2</sub> O	—	—	0,00	—	- 7,38	- 1,79	—	—	- 9,17	—	—	—	—	- 9,17							
п. п. п.	—	—	0,08	0,18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
± H <sub>2</sub> O	0,36	1,09	0,14	0,40	+ 0,26	+ 0,05	+ 1,42	- 1,22	+ 0,51	- 0,27	- 0,16	+ 6,69	+ 0,58	+ 1,09							
CO <sub>2</sub>	2,75	8,36	29,53	82,90	+ 0,91	- 3,76	+ 7,46	+ 1,19	+ 5,80	- 4,34	- 0,76	- 74,54	- 79,64	- 73,84							
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,46	0,06	0,17	- 0,15	- 0,06	- 0,18	+ 0,32	- 0,07	- 1,80	+ 2,42	+ 0,29	+ 0,91	+ 0,84							
Рудные компоненты	—	—	0,01	0,03	—	+ 0,24	+ 0,82	- 0,24	+ 0,82	—	—	- 0,03	- 0,03	+ 0,79							
Сумма	100,00	303,99	100,04	283,94	—	—	—	—	—	+ 2,32	+ 0,06	- 0,12	+ 2,26	+ 2,26							

Объемный вес

3,04

2,84

Примечание: Химические анализы выполнены в хим. лаборатории Института геологии АН Узб. ССР (аналитики Е. Касьянова и Т. И. Суконина).

здесь, по-видимому, наложением более поздних процессов (окварцевание). Поведение глинозема на диаграмме менее отчетливое. Пики на диаграммах соответствуют зонам гранатового экзо- и эндоскарна. Они отвечают содержанию глинозема, более высокому, чем в исходной гранитоидной породе. Из диаграммы отчетливо виден привнос железа, марганца и магния. Положение максимумов кривых перечисленных компонентов на диаграмме позволяет предположить, что концентрация их в растворе в различные этапы скарнового процесса в различных местах была различной.

При сравнении с диаграммой, построенной для первого разреза, выявляется, что максимум закисного железа и марганца здесь приурочен к внутренней части залежи, а окисного железа смещен в сторону внешней экзоскарновой зоны. Это связано, вероятно, с более интенсивным развитием метасоматических процессов в этой части залежи. В результате пироксеновые экзоскарны оказались замещенными гранатом, т. е. произошло обеднение скарнов железом. Максимум магния, как и на предыдущей диаграмме, отвечает эндо- и экзоскарновым зонам.

Минеральный состав зон обусловлен поведением основных компонентов в процессе скарнообразования. Как было отмечено выше, в условиях высокого химического потенциала натрия в растворах была образована пироксено-плаггиоклазовая околоскарновая порода. Образование ее сопровождалось выносом из гранитоидной породы калия и кремнезема и привносом кальция и подвижных компонентов (железа, магния и марганца). Железистый состав пироксена (до 75% геденбергитовой молекулы) свидетельствует о том, что в этот период закисное железо привносилось в значительном количестве. Позднее околоскарновая порода подвергалась окварцеванию. Одновременно с формированием пироксено-плаггиоклазовой породы происходило образование экзоскарновой зоны — пироксеновых скарнов и пироксено-гранатовых скарноидов. На образование пироксеновых скарнов был использован кремнезем, освободившийся при скарнировании гранитоидов. Образованные в этот период скарны были сложены пироксеном, в составе которого преобладала геденбергитовая молекула (до 85%). Это говорит о значительном привносе закисного железа. Отсутствие граната в экзоскарнах свидетельствует о незначительной подвижности глинозема в этот период. Эти выводы не распространяются на скарноиды, образование которых происходило, в основном, за счет компонентов, содержащихся в исходной породе (кальций, кремний, алюминий). Количество подвижных компонентов, связанных в скарноидах, было небольшим. Однако содержание их в растворах было таковым, что обусловило образование мощной зоны скарноидов. В составе пироксена скарноидов преобладает геденбергитовая молекула, а гранат, по содержанию основных молекул, приближается к чистому гроссуляру. С увеличением подвижности глинозема произошли изменения в составе эндо- и экзоскарновых зон. В эндоскарновой зоне были образованы гранатовые и пироксено-гранатовые скарны, а в экзоскарновой зоне образовались гранат-пироксеновые, пироксено-гранатовые и гранатовые скарны<sup>1</sup>. Гранат, отложившийся в этот период отличается также высокой глиноземистостью (в образце № 292 содержание гроссуляровой молекулы в гранате равно 68%). Роль

<sup>1</sup> Зоны мономинерального гранатового экзоскарна либо замещали ранее образованные пироксеновые экзоскарны и скарноиды, либо околоскарновые породы, возникшие на месте гранитоидных апофиз.

окисного железа в его составе в различных участках скарновой зоны непостоянная.

Максимальная величина отношения окисного железа к глинозему отмечается в гранатовых и пироксено-гранатовых экзоскарнах. Несмотря на повышенную железистость гранатов, преобладание андрадитовой молекулы над гроссуляровой автором нигде зафиксировано не было.

Из состава скарнов видно, что второй период скарнообразования характеризовался подвижным состоянием глинозема. Повышенное содержание глинозема в экзоскарнах, нередко превышающее его содержание в гранитоидах, свидетельствует о дополнительном его привносе. Повышенная, по сравнению со скарноидами, железистость граната, указывает на привнос в этот период окисного железа.

Анализ данных по второму разрезу позволяет сделать следующие выводы.

1. Скарновая зона на этом участке формировалась в условиях более интенсивного метасоматоза. Это подтверждается отсутствием во внешней части экзоскарновой зоны мономинеральных пироксеновых скарнов.

2. Основные компоненты при формировании скарнов либо заимствовались из вмещающих пород (кальций, кремний), либо привносились растворами (железо, магний, марганец). Глинозем же не только заимствовался из вмещающих пород, но, вероятно, и привносился растворами.

3. Отчетливо видно поведение железа в различные периоды скарнообразования. В первый период происходил привнос закисного железа, а во второй— в связи с повышением химического потенциала кислорода привносилось железо в виде окиси.

4. Привнос окисного железа в рассматриваемой центральной части залежи по сравнению с восточной был большим. Отношение глинозема к окисному железу в экзоскарнах восточной части равно 2,5, а в центральной оно измеряется в пределах от 1,2 до 1,6.

### Особенности формирования межпластовых скарновых тел

Особенности формирования этой группы скарновых тел рассмотрены на примере межпластовой составляющей Главной залежи. Разрез взят на участке, где скарнами замещались доломит-кальцитовые мраморы и сланцы. Одной из особенностей строения залежи на этом участке является отсутствие околоскарновой породы и зоны мономинерального экзоскарна. Особенности формирования этой залежи видны из поведения основных компонентов при скарнообразовании. Расчет привноса—выноса компонентов для скарнов, образованных по доломит-кальцитовым мраморам (табл. 11, гр. 15) показывает, что они формировались с привносом всех компонентов, кроме магния и углекислоты. Замещение сланцев скарнами происходило в условиях выноса кремния, титана, глинозема, закисного железа, магния и щелочей при наличии привноса окисного железа, марганца и кальция (гр. 18). Определение привноса—выноса компонентов в целом по зоне (гр. 19) показывает, что ее формирование происходило в условиях привноса кремния, глинозема, окисного и закисного железа, марганца и кальция и выноса титана, магния, щелочей и углекислоты. Характер привноса для отмеченных компонентов был различным. Железо и марганец в основном привносились растворами. Привнос кремния и глинозема был обусловлен их перераспределением в эндо- и экзоскарновой зонах. Они целиком заимствовались из вмещающей алюмосиликатной породы. Особого внимания в данном случае заслуживают кальций и магний.

Значительная часть кальция заимствовалась из вмещающей породы. Магний же целиком заимствовался из исходной породы. В данном случае его поведение аналогично поведению кальция в приведенных выше разрезах. Недостаток кальция здесь, очевидно, компенсируется кальций-содержащими растворами, поступающими в зону скарнирования из нижележащих карбонатных пород.

На диаграмме (рис. 3), построенной по данным табл. 11, отражена встречная диффузия: кремния и глинозема в сторону карбонатной породы, а магния и кальция — в сторону алюмосиликатной. Линия кремния на диаграмме имеет перегиб. В эндоскарновой зоне наблюдается вынос кремнекислоты, а в экзоскарновой — примерно равный по величине привнос (за счет окварцевания). Более плавный наклон имеют линии глинозема и магния. Линия кальция, наклоненная в сторону силикатной породы, имеет небольшой пик, указывающий, вероятно, на наличие небольшого привноса этого компонента. Довольно отчетливо фиксируется привнос таких компонентов, как железо (закисное и окисное) и марганец. По положению максимумов на диаграмме можно предположить, что концентрации этих элементов в растворе в различные этапы скарнового процесса была различной.

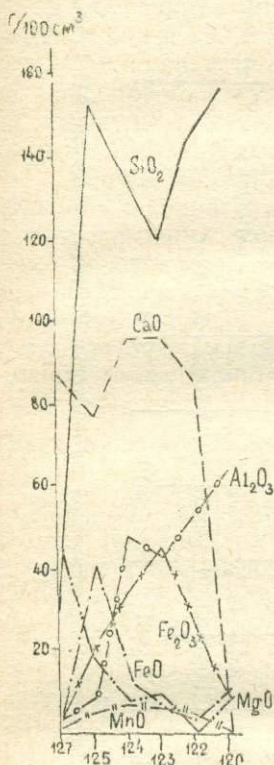


Рис. 3. Диаграмма привноса — выноса основных компонентов при скарнообразовании (межпластовая апофиза Главной залежи). Обр. 127 — клиногумитовый мрамор; обр. 125 — гранат-пироксеновый экзоскарн; обр. 124 — пироксено-гранатовый экзоскарн; обр. 123 — пироксено-гранатовый эндоскарн; обр. 122 — гранатовый эндоскарн; обр. 120 — сланец.

Изменение минерального состава скарновых зон находится в зависимости от привноса — выноса компонентов и их перераспределения внутри зон. Гранатовые скарны, приуроченные к лежащему боку скарновой залежи, возникли, по-видимому, за счет ранее образованной околоскарновой породы. Присутствие последней на данном участке не зафиксировано, но установлено на других участках залежи, где она представлена окварцованным пироксено-плагноклазовым роговиком. При сравнении с исходной алюмо-силикатной породой, образование гранатовых эндоскарнов происходило в условиях некоторого выноса кремния, глинозема, магния, закиси железа и щелочей и привноса кальция, окисного железа и марганца. В составе граната этой зоны преобладает гроссуляровая молекула.

Следующая эндоскарновая зона, имеющая пироксено-гранатовый состав, образовалась в условиях привноса кальция, закисного железа, магния и марганца (на первом этапе), а также глинозема и окисного железа (на втором этапе). В гранате, слагающем эту зону, окисное железо преобладает над глиноземом. Гранат-пироксеновый экзоскарн (обр. 125) формировался, по-видимому, за счет ранее образованного пироксенового экзоскарна. Образование его сопровождалось выносом

Таблица 11

Привнос (+) — вынос (—) компонентов в процессе скарнообразования (разрез по межпластовой апофизе)

Компо- ненты	Дедоломити- зированная порода, обр. 127/58		Гранат-пиро- ксеновый экзоскарн обр. 125/58		Пироксено- гранатовый экзоскарн, обр. 124/58		Пироксено- гранатовый эндоскарн, обр. 123/58		Гранатовый слегка ок- варцованный эндоскарн, обр. 122/58		Сланец (ороговико- ванный), обр. 120/58		Привнос (+)—вынос(—) в г на 100 см <sup>3</sup>						
	вес, %	г/100 см <sup>3</sup>	вес, %	г/100 см <sup>3</sup>	вес, %	г/100 см <sup>3</sup>	вес, %	г/100 см <sup>3</sup>	вес, %	г/100 см <sup>3</sup>	вес, %	г/100 см <sup>3</sup>	разность между гр. 2 и 4	разность между гр. 4 и 6	по экзо- скарновой зоне в целом	разность между гр. 8 и 10	разность между гр. 10 и 12	по эндо- скарновой зоне в целом	общий по зоне
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO <sub>2</sub>	12,07	34,03	47,45	153,73	39,36	135,00	36,08	119,42	45,10	143,87	55,94	155,51	+119,70	-18,73	+100,97	-24,45	-11,64	-36,09	+ 63,88
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	0,16	0,52	0,63	2,00	0,70	1,94	—	—	—	-1,48	+ 0,06	-1,42	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,84	2,37	2,51	8,13	14,05	48,19	12,68	41,97	15,47	49,34	23,10	64,21	+ 5,76	+40,06	+ 45,82	- 7,37	-14,87	-22,24	+ 23,58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,75	2,11	6,52	21,12	10,13	34,73	13,29	43,99	7,70	24,56	2,91	8,08	+ 19,01	+13,62	+ 32,62	+19,43	+16,48	+35,91	+ 68,54
FeO	1,24	3,49	12,82	41,53	3,48	11,93	1,43	4,73	0,64	2,03	3,56	9,89	+ 38,04	-29,60	+ 8,44	+ 2,70	- 7,86	- 5,16	+ 3,28
MnO	0,14	0,39	1,30	4,21	1,60	5,48	1,30	4,30	1,30	4,14	0,06	0,16	+ 3,82	+ 1,27	+ 5,09	+ 0,16	+ 3,98	+ 4,14	+ 9,23
MgO	17,23	48,59	5,29	17,13	1,77	6,07	2,50	8,27	0,11	0,35	2,50	6,95	- 31,46	-11,06	- 42,52	+ 7,92	- 6,60	- 1,32	- 43,84
CaO	30,83	86,94	22,69	76,75	27,89	95,66	29,09	96,28	26,95	85,96	0,62	1,72	- 10,19	+18,91	+ 8,72	+10,32	+84,24	+94,56	+103,28
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5,66	15,73	—	—	—	—	-15,73	-15,73	- 15,73
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,80	5,00	—	—	—	—	- 5,00	- 5,00	- 5,00
Прочие <sup>1</sup>	37,03	104,41	0,55	1,76	2,52	8,63	3,67	12,73	2,26	7,75	3,39	9,41	-102,65	+ 6,87	- 95,78	+ 4,98	- 1,66	+ 3,32	- 92,46
Сумма	100,13	282,33	100,13	324,36	100,80	345,69	100,20	332,21	100,16	320,00	100,24	278,60							
Объем- ный вес	2,82		3,24		3,43		3,31		3,19		2,78								

<sup>1</sup> В числе прочих компонентов преобладает CO<sub>2</sub>.

Примечание. Химические анализы выполнены в Химической лаборатории Института геологии АН Тадж. ССР.

некоторой части закисного железа и кремния и привносом глинозема и окисного железа. Привнос последних двух компонентов свидетельствует о наличии явлений замещения пироксена гранатом. В составе последнего, судя по величине отношения глинозема к окиси железа (0,4), преобладает андрадитовая молекула. Пироксен, слагающий рассматриваемую зону, менее железистый, чем в той же зоне Главной залежи. В этом сказалось, по-видимому, влияние вмещающих магнезиальных пород. Следующая экзоскарновая зона (обр. 124), расположенная ближе к исходному контакту, формировалась также за счет пироксенового экзоскарна. Образование ее, в отличие от предыдущей зоны, происходило в условиях более значительного привноса окисного железа и глинозема и выноса закисного железа и кремния. Увеличивается содержание кальция и уменьшается — магния. Такое поведение компонентов обусловило пироксено-гранатовый состав зоны. Отношение глинозема к окиси железа в этой зоне, по сравнению с охарактеризованной выше, увеличивается (1,4 против 0,4). Видимо, в гранате, слагающем эту зону, преобладает гроссуляровая молекула. Значение геденбергитовой молекулы в пироксене здесь уменьшается. Суммируя данные по особенностям формирования скарновой зоны этого типа отметим следующее.

1. Скарновая зона была образована путем замещения децоломитизированных пород и сланцев. Под воздействием растворов, способствовавших миграции железа и марганца, осуществлялась встречная диффузия компонентов: алюминия и кремния в сторону карбонатной породы, а кальция и магния — в сторону алюмосиликатной. Отмечается более подвижное поведение кальция по сравнению с магнием. Это находится, вероятно, в соответствии с выводами Д. С. Коржинского (1955) о влиянии масс компонентов на поведение магния и кальция.

2. Минералы, слагающие скарновую зону, характеризуются непостоянным составом. Величина отношения  $\frac{\text{FeO}}{\text{MgO}+\text{MnO}}$  в пироксен-содержащих скарнах уменьшается в направлении от всячего бока к лежащему (обр. 125—2,0; обр. 124—1,0; обр. 123—0,3). Это в какой-то мере свидетельствует об уменьшении роли геденбергитовой молекулы в пироксене в том же направлении.

Об изменении состава граната можно судить по величине отношения  $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ . Величина этого отношения, изменяющаяся в пределах от 0,4 до 2,6, говорит о большой изменчивости состава гранатов (от разностей, в которых преобладает гроссуляровая молекула, до разностей, в которых преобладает андрадитовая молекула).

3. Отсутствие в составе скарновой зоны мономинеральных пироксеновых скарнов и преобладание в гранатах из экзоскарновой зоны андрадитовой молекулы свидетельствуют об интенсивном биметасоматозе на данном участке.

4. Все перечисленные особенности в совокупности с взаимным компенсирующим развитием эндо- и экзоскарновых зон свидетельствуют о том, что скарны рассматриваемого тела, в отличие от Главной залежи, формировались существенно диффузионным путем.

Из изложенного материала видно, что формирование рассмотренных скарновых тел происходило в различных условиях. Межпластовая апофиза, представляющая собой, согласно определению В. А. Жарикова и Д. К. Власовой (1961), метасоматическую колонку простейшего типа, является существенно диффузионным образованием. Она формировалась в условиях местной встречной диффузии компонентов: Mg и Ca — в сторону алюмосиликатной породы, а Al и Si — в сторону карбонатной. Миграция глинозема в экзоскарновую зону была незначительной, так как содержание глинозема в экзоскарнах ниже, чем в исходной алю-

мосиликатной породе. Отмечается так же взаимное компенсирующее развитие эндо- и экзокскарновых зон.

Главная залежь, особенно ее экзокскарновая зона имеет сложное строение. Она состоит из нескольких сближенных простейших метасоматических колонок (Жариков и Власова, 1961), образованных в контактах мраморов с гранитоидными апофизами и прослоями сланцев. Формирование каждой такой колонки осуществлялось диффузионным путем. Однако диффузионный характер простейших скарновых зон Главной залежи маскируется наложением инфильтрационных процессов. Участие последних доказывается рядом характерных признаков: 1) асимметричным строением скарнового тела; 2) постоянным составом основных минералов (пироксена и граната) в пределах большинства зон; 3) значительной миграцией глинозема в экзокскарновую зону; 4) высокоглиноземистым составом граната и 5) наличием жильных скарновых тел в гранитоидах. Различие в условиях образования рассмотренных двух типов скарновых тел обусловлено различным положением их относительно главного контакта. Скарновые тела, удаленные от главного контакта (межпластовая апофиза, Юго-Западное тело), формировались в условиях слабой циркуляции растворов. В их образовании преобладали существенно-диффузионные процессы. Скарновые тела, расположенные вблизи главного контакта (Главная залежь, Як-Арча, Шамоль, Осман-Тала и др.) формировались при активном участии растворов; в их образовании главенствующая роль принадлежит контактово-инфильтрационным процессам.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолтехиздат, 1950.
- Блохина Н. А. О палеозойских доломитах и их дедоломитизации в контактовой зоне Майхуринского гранитоидного интрузива, (Южный склон Гиссарского хребта). Докл. АН Тадж. ССР, т. 4, 1961.
- Блохина Н. А. Явление ассимиляции, гранитизации и грейзенизации в Майхуринском гранитоидном интрузиве. Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР, т. 1, 1962.
- Блохина Н. А. Строение и минеральный состав скарновых зон Майхуринского месторождения. Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР, т. 4, 1961.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. Изд. «Наука», М., 1964.
- Жариков В. А. Геология и метасоматические процессы скарново-полиметаллических месторождений Зап. Карамазара. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 14, 1959.
- Жариков В. А., Власова Д. К. Контактные роговики и скарны Майхуры. Физико-химические проблемы в петрологии и рудообразовании, 1961.
- Ивашенцев А. Г. Майхуринское оловянно-вольфрамовое месторождение. Сов. геология, № 5, 1941.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. «Основные проблемы в изучении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1955.
- Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. Госгеолтехиздат, 1955.
- Овчинников С. К. Новые данные по геологии Южного склона Гиссарского хребта. Изв. ТФАН СССР, № 11, 1946.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовского госун-та, 1949.

Н. А. БЛОХИНА

#### СОҲТ, ТАРКИБИ МИНЕРАЛОҒИ ВА ХУСУСИЯТҶОИ ПАЙДОШАВИИ ЗОНАҶОИ СКАРНИИ КОНИ МАЙХУРА

Дар мақола дар бораи соҳти геологи таркиби минералогӣ ва шароит ба вучуд омадани чинсҳои скарнии кони Майхура маълумоти муҳтасар оварда шудааст. Дар асоси шароити ба вучуд омадан, чинсҳои скарний ба ду гурӯпа тақсим карда шудааст. Гурӯпаи якуми скарнҳои дар назди гранитоидҳои ҷойи гирифта, дар натиҷаи процесси диффузионно-инфильтрационӣ ба вучуд омадаанд. Гурӯпаи дуюми скарнҳои аз гранитоидҳои дар масофаи ҷойи гирифта шудаанд ва дар натиҷаи процесси диффузионӣ ба вучуд омадаанд.

П. К. ВОЛОДИН

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ БОРОСИЛИКАТНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ИЗВЕСТКОВЫХ СКАРНАХ И СКАРНОИДАХ

В боросиликатных рудах, генетически связанных с известковыми скарнами, главными носителями концентраций бора являются минералы: данбурит, датолит, аксинит. Аксинит не используется для извлечения бора. По генетическим особенностям и технологическим свойствам среди скарновых боросиликатных руд, по представлению автора данной статьи, целесообразно различать следующие основные типы руд: первичные — данбуритовый и датолитовый типы борных руд; вторичные — датолитовый (аподанбуритовый) тип борных руд.

Весьма редки месторождения, представленные исключительно одним каким-либо типом борных руд. Вторичные датолитовые руды, как показывают материалы, собранные нами при изучении одного известково-скарнового месторождения в Средней Азии, неизменно сопровождаются данбуритовыми. В месторождениях первичных датолитовых руд нередко также встречаются участки, сложенные данбуритом.

Генетические особенности боросиликатных руд, в частности данбуритовых, в сравнении с боратными рудами, изучены недостаточно. Данная статья посвящена геологическим условиям образования и некоторым закономерностям размещения данбуритовой, датолитовой и аксинитовой минерализации в известковых скарнах и скарноидах. Обобщаются материалы, собранные автором при изучении боросиликатной минерализации на одном известково-скарновом месторождении в Средней Азии.

### Стратиграфия и литология

Особенностью структурно-фациальной зоны, в которой размещено месторождение, является широкое развитие интенсивно дислоцированных песчано-сланцевых отложений пермотриаса. Лишь незначительная часть мощной толщи пермотриаса сложена карбонатными и кремнисто-карбонатными породами, к которым приурочены скарново-рудные залежи. На пермотриасовые отложения с резким угловым и стратиграфическим несогласием залегают известняковые отложения юры. Последние в силу эродированности сохранились лишь в виде небольших останцов.

В истории геологического развития рассматриваемой структурно-фациальной зоны выделяется три основных этапа. В первый, донижне-

юрский этап происходило накопление мощной (до 1,5 км) толщи терригенных отложений (песчаники, сланцы), а в стратиграфическом интервале перми и триаса откладывались кремнисто-известняковые и туфогенные осадки. Проявления магматической деятельности в этом этапе относятся к нижней и верхней перми.

В нижней перми эффузивная (часто эксплозивная) деятельность развилась локально после накопления мощной терригенной песчано-сланцевой толщи с появлением вулканогенных продуктов основного состава. В верхней перми магматическая деятельность носила исключительно эксплозивный характер, что обусловило накопление пирокластических образований кератофирового и кварц-кератофирового состава.

Во второй, юрско-меловой этап, образована основная масса гранитоидных интрузий. Интрузивная деятельность протекала часто сопряженно с юрско-нижнемеловой фазой складчатости.

В третьем, мел-палеогеновом этапе, образованы наиболее молодые интрузии района, включая разнообразные дайки изверженных пород. Рассматриваемое месторождение приурочено к пачкам известняков, переслаивающимся с кремнистыми, глинистыми и другими силикатными породами и находящимся в определенном стратиграфическом интервале разреза пермотриасовых отложений.

Переменяемость известняков с силикатными породами, наличие мощных толщ малопроницаемых пород, подстилающих и перекрывающих продуктивные (карбонатные) горизонты и тем самым выступающих в своеобразной роли экранов, предопределили пластообразную форму скарново-рудных тел, а также некоторые особенности их состава и строения. Положение, состав и строение продуктивных пачек иллюстрируется геологическим разрезом.

Нижняя пермь. 1. Песчаники мелко- и среднезернистые полимиктовые, перемежающиеся с алевrolитами и глинистыми сланцами и редкими прослоями мелкозернистых известняков, известковых алевrolитов и песчаников . . . . . более 1000 м.  
Данная свита не вскрыта на полную мощность.

2. Диабазы, диабазовые порфириты, спилиты, образующие сплошные и шаровые лавы. Агломераты, туфобрекчии и спекшиеся пирокластические туфы . . . . . 25—60 м.

3. Глинистые и углисто-глинистые сланцы с подчиненным количеством прослоев мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников 12—14 м.

4. Глинистые сланцы, редкие прослойки мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников, разнообразные известняки: пелитоморфно-микрозернистые, кристаллически-зернистые, обломочные и органогенные, часто обогащенные битуминозным веществом . . . . . 10—13 м.

Верхняя пермь. 1. Известняки пелитоморфные, микрозернистые, кристаллически-зернистые, органогенно-обломочные с прослоями, линзами и желваками халцедонокварцевых кремнистых пород. Встречаются тончайшие прослойки глинистых сланцев. В отдельных частях пачки присутствуют горизонты кремнисто-известняковых конгломератов и прокремненных известняков. В верхних частях пачки появляются прослойки мергелей и глинистых известняков. 30—65 м.

2. Туфы и туффиты кристаллокластические, кристаллолитокластические, пепловые, псаммитовые спилитового, кератофирового и кварц-кератофирового состава. Отдельные горизонты известняковых и иных конгломератов с галькой подстилающих пород, известковых вулканомитковых песчаников, глинистых сланцев, аллитизированных туфов . . . . . 15—70 м.

Нижний триас. 1. Известняки пелитоморфно-микрозернистые, кристаллически-зернистые с характерной тонкоплитчатой отдельностью, перемежающиеся с глинистыми сланцами. Отдельные прослои доломитизированных и прокремненных известняков . . . . . 35—50 м.

Средний триас. 1. Кремнистые (халцедоново-кварцевые) породы с подчиненным количеством слоев, линз и стяжений разнообразных известняков. В основании 4—7 м горизонт почти сплошных глинистых сланцев . . . . . 25—40 м.

Верхний триас. 1. Известняки массивные и слоистые с подчиненным количеством прослоев, линз кремнистых пород. Редкие прослои глинистых сланцев. В верхних частях данной пачки увеличивается количество прослоев глинистых сланцев, алевролитов, песчаников . . . . . 25—35 м.

2. Алевролиты, мелко- и среднезернистые полимиктовые песчаники с подчиненным количеством прослоев глинистых сланцев. В основании пачки присутствуют редкие прослои мергелей и известняков . . . . . до 1500 м.

Приведенный разрез достаточно типичен для всего района. Однако уже за пределами месторождения пачка вулканогенных пород нижней перми быстро выпадает из разреза. Отмечаются также некоторые колебания в литологическом составе пачки 1, относящейся к верхней перми; несколько варьирует суммарная мощность и относительное количество глинистых сланцев в пачке нижнего триаса. Но в пределах месторождения фациальная изменчивость литологического состава незначительна. В разрезе представлены все отделы перми и триаса, что подтверждается фаунистически, а также отсутствием угловых и стратиграфических несогласий.

Наиболее благоприятными для образования известковых скарнов и датолит-данбуритовой минерализации оказались кремнисто-известняковые и вообще силикатно-карбонатные пачки верхней перми, нижнего, среднего и верхнего триаса. Тесная перемежаемость известняков и различных силикатных пород способствовала широкому развитию скарнов и отчасти скарноидов.

### Тектоника

Мощная толща пермтриаса, достигающая более 2800 м, смята в крупную синклиналиную складку, имеющую субмеридиональное простирание и ундуляционно погружающуюся в северном направлении. Складка на 50—70° опрокинута к востоку, осложнена продольной, часто кулисообразной мелкой складчатостью и серией разрывных нарушений. Месторождение приурочено лишь к западному крылу синклинали. Оно представлено перемежающимися пластовыми телами известковых скарнов и скарноидов с аксинитовой, датолитовой и данбуритовой минерализацией.

Исключительно метасоматический характер процессов, приведших к образованию известковых скарнов и скарноидов, наглядно подтверждается тем, что скарново-рудные образования повсеместно наследуют складчатые структуры, а в деталях — текстурные и структурные особенности замещаемых пород. Подобное наследование, однако, теряется в тех участках месторождения, где литологический контроль уступает место тектоническому, т. е. там, где обильно развиты разрывные нарушения. Роль разрывных нарушений в формировании месторождения огромна, поскольку по условиям размещения месторождение значительно удалено от крупных магматических тел, генерировавших минералообразующие растворы. В этом смысле разрывные нарушения обеспечили необходимые условия вообще для минералообразования, т. е. поступление растворов. Разрывные нарушения также способствовали более интенсивному протеканию скарно- и рудообразования. Остановимся поэтому на рассмотрении конкретных форм тектонического контроля и особенностей его проявления во времени и пространстве.

Система тектонических разрывов, развитых на месторождении, входит как составная часть в региональный тектонический пояс, имеющий северо-западное, близкое субмеридиональному простирание. Этот пояс изобилует разнообразными дайками, которые часто не связаны генетически с теми или иными конкретными интрузиями. По тому, насколько широко развиты дайки на протяжении пояса, он может быть назван также дайковым поясом. Тектонические трещины в пределах регионального пояса развиты неравномерно и поэтому можно выделить своеобразные тектонические поля, в которых обычно сконцентрированы дайки изверженных пород. Эти тектонические поля (они же дайковые) играют огромную роль в локализации оруденения, в частности скарноворудного. Закономерности размещения той или иной минерализации в пределах тектонических (дайковых) поясов определяются в первую очередь размещением тектонических (дайковых) полей.

Рассматриваемое месторождение представляет один из примеров пространственного совмещения скарново-рудных образований с тектоническим (дайковым) полем. В указанном тектоническом поле наибольшее развитие получили взбросы, сбросы и сбросо-сдвиги. Тектонические движения по ним продолжались длительное время. Начавшись еще задолго до внедрения даек изверженных пород, в доскарновое время, они отмечались на протяжении всего скарноворудного процесса. Однако после формирования скарново-рудных залежей движения по ним хотя и систематически возобновлялись, но уже без значительного смещения пород (это служит ярким подтверждением тесной связи тектонических движений с магматическими и послемагматическими процессами).

В доскарновое время максимум разрывных тектонических движений относится к периоду внедрения разнообразных даек гранитоид-порфиров. Сопряженность дайкового магматизма и тектонических движений подтверждается целым рядом примеров, которые будут рассмотрены при характеристике дайковых пород.

В этот период главную роль играли взбросы, ориентированные вдоль опрокинутого западного крыла синклинали. Они явились главными магмопроводящими каналами. Исходя из субмеридионального простирания взбросов, наследующих простирание главной структуры района, можно допустить, что направления будущих движений были заложены еще во время формирования синклинали, в условиях напряженной складчатости. Однако развитие системы субмеридиональных взбросов, по-видимому, в отдельных участках тектонического поля сопровождалось также образованием тектонических разрывов иного типа (напри-

мер, сбросы юго-восточного простирания). Это следует из блокового характера тектонических движений доскарнового времени.

Сбросы юго-восточного простирания, отчасти взбросы, развиты широко в северной и менее в южной частях месторождения, сбросо-сдвиги северо-восточного направления явились главными каналами циркуляции послемагматических растворов. Амплитуды смещения по сбросам достигают 200 м, по сбросо-сдвигам, как правило, незначительные. Обычно смещения по сбросо-сдвигам измеряются сантиметрами и десятками сантиметров. В редких случаях фиксируются смещения до 15 м. Повсеместное развитие сбросо-сдвигов способствовало достаточно равномерному и интенсивному протеканию скарново-рудного процесса на значительной площади.

Возрастные соотношения между сбросами и сбросо-сдвигами не достаточно ясны. Имеющиеся наблюдения позволяют отметить следующее. Около сбросо-сдвиговых трещин скарново-рудные замещения проявились столь же интенсивно, как и вблизи сбросов. Нередко на протяжении трещин сбросо-сдвигов можно наблюдать своеобразные «тектонические поля», проявленные в миниатюре. В таких «полях», достигающих в поперечнике нескольких метров, развито вялое (с незначительным смещением обломков) брекчирование скарнов и скарноидов и залечивание дамбуриновым и последующим датолитовым цементом.

Сбросо-сдвиги в большинстве случаев контролируют внедрение заведомо пострудных даек. При этом по контактам таких даек часто развиты брекчии, в составе которых принимает участие также и материал самих даек. Внедрение пострудных даек по сбросам юго-восточного простирания, как правило, не отмечается.

Эти факты позволяют более вероятным считать сближенность во времени тектонических движений по сбросам и сбросо-сдвигам на протяжении всего скарново-рудного процесса. Однако в послескарново-рудное время тектонические движения осуществлялись преимущественно по сбросо-сдвигам.

Наряду с главными растворопроводящими трещинами на месторождении развита обширная сеть трещин более высоких порядков, оперяющих взбросы, сбросы и сбросо-сдвиги. Указанная сеть трещин, почти полностью залеченная скарново-рудным комплексом, способствовала повсеместному проникновению минералообразующих растворов. Действительно, если бы на месторождении были бы развиты лишь главные трещины, то скарново-рудные образования не получили бы значительного площадного распространения, локализовавшись только в самих трещинах или вблизи их. Развитию обширной зоны повышенной трещиноватости способствовала неоднородность толщи, выраженная в том, что слои с одними физическими свойствами тесно перемежаются со слоями иных свойств. В таких толщах еще при складчатости была нарушена сплошность пород. Так, при напряженной деформации толщи, сложенной слоями кремней и известняков, возникла сеть трещин растяжения в слоях хрупких пород (кремни) и трещин отслоения по границам слоев.

Обстоятельные исследования особенностей деформации разнородных толщ проведено Королевым А. В., Шехтман П. А. (1959). Эти авторы на ряде примеров показали преимущественную локализацию оруденения в деформированных толщах разнородного состава.

### **Изверженные породы**

Примечательной особенностью в геологической позиции месторождения в отношении магматических пород является значительная удаленность его от выходов крупных интрузивных тел гранитоидного состава.

ва. Ближайший небольшой шток порфиroidных гранитов расположен в 6 км к югу. В турмалино-кварцевых жильных грейзенах, развитых в апикальных частях этого штока, отмечена шеелит-вольфрамитовая минерализация. Более крупная интрузия биотитовых и двуслюдяных гранитов расположена в 12 км к западу. Но от наиболее крупных гранитоидных интрузий рассматриваемое месторождение удалено на 18 км. Приведенные примеры, однако, еще не доказывают истинной удаленности месторождения от интрузий. Действительно, материнская интрузия может находиться на некоторой глубине, будучи не вскрыта эрозией. Следующие признаки свидетельствуют о значительной удаленности месторождения от предполагаемой материнской интрузии и по вертикали.

1. В наиболее глубоких (до 600—800 м) частях месторождения не обнаружено непосредственных выходов гранитоидной интрузии.

2. Высокотемпературные контактовые роговики практически отсутствуют. Они не получили сколько-нибудь значительного распространения даже в таких чувствительных к термометаморфизму породах, как глинистые сланцы. Указанные роговики встречаются лишь в связи с контактами гранитоидных даек.

Приведенные выше примеры достаточно убедительно показывают, что месторождение формировалось на значительном удалении от материнской интрузии. Во всяком случае здесь отсутствует тесная пространственная связь с интрузией, столь характерная для многих других скарновых месторождений. Однако отдельные признаки прямо или косвенно свидетельствуют о существовании на глубине, хотя и большей, чем это доступно для непосредственного изучения, гранитоидной интрузии. Так, было подмечено, что с глубиной метаморфизм пород возрастает. Это возрастание неравномерное. Наметились отдельные поля, среди наиболее древних песчано-сланцевых пород, подстилающих скарновую залежь, отличающиеся несколько повышенным метаморфизмом. Такие поля, достигающие в поперечнике нескольких десятков метров, обычно встречаются в наиболее глубоких частях месторождения, и, по-видимому, связаны с контактным воздействием еще не вскрытых апофиз и саттелитов, сопровождающих расположенное на глубине интрузивное тело. Найденные среди гранитоидных даек доскарнового времени отдельные ксенолиты лейкогранитов, биотитовых и других термальных роговиков, по-видимому, связаны с указанной интрузией. Правда, интрузия, судя по тому, что ксенолиты обнаружены в доскарновых дайках, не могла генерировать скарны и руды. Все это затрудняет решение вопросов связи скарно- и рудообразования с теми или иными известными интрузиями. Поэтому вероятным следует признать скрытые формы связи скарнообразования с магматической деятельностью. Своеобразной формой проявления таких связей является парагенетическая связь с дайками, если исходить из факта пространственной совмещенности месторождения с дайковым полем.

Среди разнообразных по составу и возрасту изверженных пород, широко распространенных на площади месторождения в форме даек и реже небольших штоков, выделены следующие основные группы: 1) габбро-диабазы, диабазы и диабазовые порфириты нижнепермского этапа магматизма; 2) гранитоид-порфиры верхнеюрско-нижнемелового этапа магматизма, образованные в доскарноворудное и внутрискарноворудное (?) время; 3) андезитовые, базальтовые порфириты, кварцевые базальты, трахиандезиты и трахибазальты, образованные в послескарновое время и, возможно, относящиеся к мел-палеогеновому этапу магматизма.

Дайки и штоки габбро-диабазов, диабазов и диабазовых порфири-

тов нижнепермского времени представляют собой корневые аналоги основных вулканогенных пород, слагающих крупный дислоцированный покров, который залегает согласно в отложениях нижней перми. Выходы последнего на поверхность отмечены лишь в западном крыле крупной синклинали. Наиболее часто форма корневых аналогов дайкообразная, но встречаются также крутозалегающие изометрические тела. Размеры таких крутопадающих трубообразных тел составляют в поперечнике от первых метров до нескольких сотен метров. Особенности строения, признаки explosивности в трубчатых телах позволяют рассматривать их как вулканические аппараты центрального типа. С их деятельностью связано накопление в отложениях нижней перми разнообразных продуктов взрывного вулканизма.

О принадлежности указанных даек и трубообразных тел к магмоподводящим каналам эпохи нижнепермского вулканизма свидетельствует петрохимическое тождество с эффузивными эквивалентами, распространенность лишь в отложениях нижней перми, участие совместно с вмещающими их отложениями в складчатых деформациях.

На петрохимической диаграмме (рис. 1), построенной по способу А. Н. Заварицкого, нанесен анализ эффузивного эквивалента диабазов нижней перми (проба № 1). Из таблицы пересчетов и петрохимической диаграммы видно, что порода недосыщена кремнеземом, бедна щелочами, лейкократовая. В целом она отвечает базальтам, но близка мелафирам. Высокая роль натрия, возможно, находит свое объяснение в подводных условиях вулканизма.

Гранитоид-порфиры верхнеюрско-нижнемелового этапа магматизма, образованные в доскарновое и частью, видимо, во внутрискарновое время, отличаются большой пестротой состава. Это наиболее распространенная на месторождении группа изверженных пород, слагающая довольно крупное поле, которое является частью протяженного дайкового пояса. Большинство даек указанного пояса входят в крупную вулкано-плутоническую формацию верхнего мезозоя. Рассматриваемая группа даек неоднородна в возрастном отношении, хотя разрыв во времени между ними, по-видимому, был незначительным. По совокупности характеристик данную группу даек можно расчленить на две узкие разновозрастные подгруппы.

1. Относительно более древняя подгруппа умеренно кислых даек заведомо доскарнового времени. По ряду признаков большинство их могут рассматриваться как корневые аналоги дацитовых лав. Это наиболее распространенная на месторождении подгруппа даек. Именно в них отмечено наибольшее разнообразие петрографических типов за счет наложенных процессов кварц-калишпатových замещений.

2. Относительно более молодые и наиболее крупные по размерам дайки, штоки, сложенные хорошо раскристаллизованными биотитовыми гранит-порфирами своеобразного облика. Распространены преимущественно за пределами месторождения, пересекают дайки подгруппы 1 и в свою очередь прорываются дайками заведомо послескарнового времени. Непосредственные взаимоотношения со скарнами не выяснены. Учитывая металлогенический профиль интрузий, родственных этим дайкам, можно условно отнести данную подгруппу к внутрискарновому времени. Сами дайки и небольшие штоки могут рассматриваться по этим же причинам как апофизы не вскрытой глубоко залегающей интрузии.

Приведем некоторые особенности выделенных подгрупп даек. Весьма характерным для даек и штоковидных тел подгруппы является их синтетектоничность и explosивность. Неоднократно отмечались факты разноамплитудных смещений в серии сближенных даек, залечивание

расплавом тектонических трещин и брекчий. Очевидно, с синхронностью тектонических движений и магматизма связана и сложноблоковая форма большинства даек. Эксплозивность наглядно подтверждается присутствием в составе даек многочисленных остроугольных обломочков

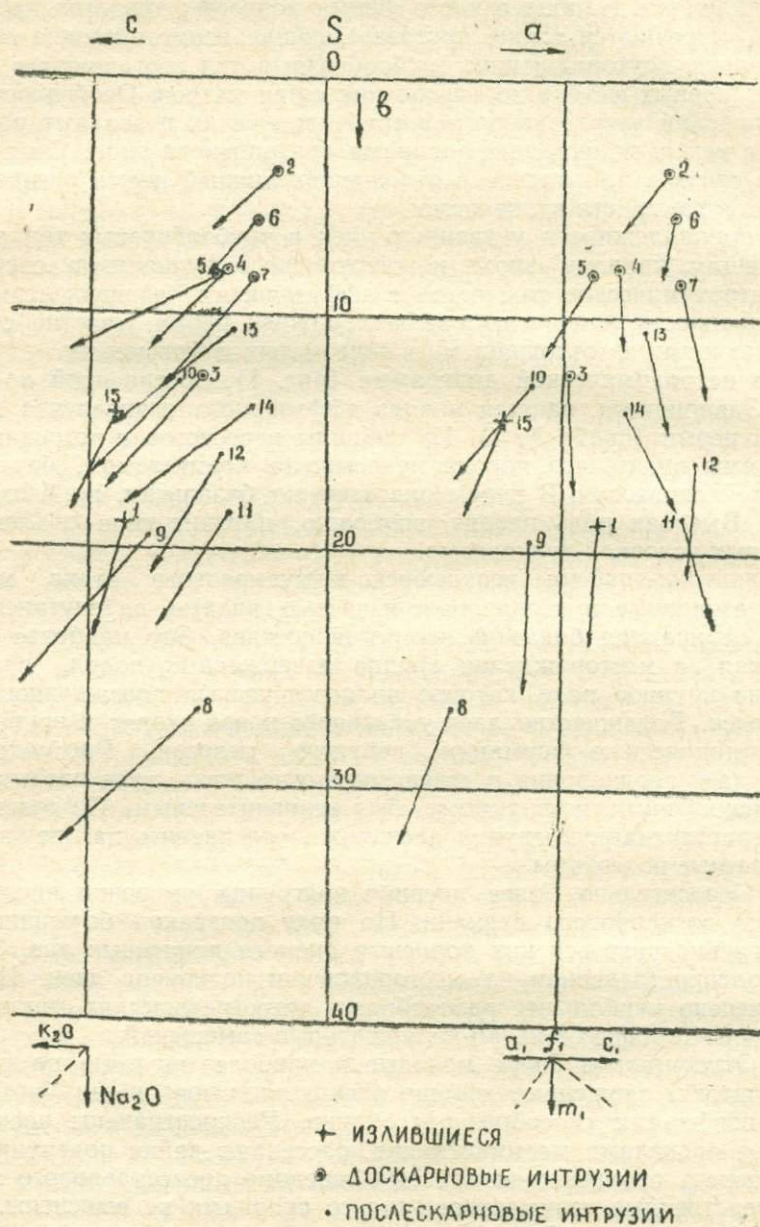


Рис. 1. Вариационная диаграмма химических составов изверженных пород верхнепалеозойского и верхнемезозойского этапов магматизма.

кварца, полевых шпатов. Породы, образованные при этом, очень сходны с типичными туфолавами. Особенно ярко эксплозивный характер проявлен в штокообразных телах, также относящихся к данной под-

## Химический состав изверженных пород верхнепалеозойского и верхнемезозойского этапов магматизма

№ анализа	Порода	SiO <sub>2</sub>		TiO <sub>2</sub>		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		FeO		MnO		MgO		CaO		Na <sub>2</sub> O		K <sub>2</sub> O		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		п.п.п.		H <sub>2</sub> O <sup>2+</sup>		S		Сум- ма	
		весовой %	атомное количество	весовой %	атомное количество	весовой %	атомное количество	весовой %	атомное количество	весовой %	атомное количество	весовой %	атомное количество	весовой %	атомное количество	весовой %	атомное количество	весовой %	атомное количество	весовой %	атомное количество	весовой %	атомное количество	весовой %	атомное количество	весовой %	атомное количество	весовой %	атомное количество	весовой %	атомное количество
1	Диабазовый порфирит	46,06	767	1,05	13	19,08	374	1,98	24	6,33	88	0,14	2	4,98	124	6,06	108	3,82	123	1,36	29	0,19	2	8,32	924	—	—	—	—	99,37	
2	Лейкократовый биотитовый гранит	70,46	1173	0,30	4	14,86	291	0,47	6	2,01	28	0,03	—	0,63	15	1,81	32	3,13	101	5,46	115	0,31	4	1,24	138	—	—	—	—	100,71	
3	Кварц-биотитовый диорит-порфир	61,34	1021	0,67	9	15,15	297	1,84	23	4,96	69	0,04	—	3,46	86	4,43	79	2,29	74	3,44	73	0,16	2	3,36	373	—	—	—	—	101,14	
4	Биотитовый гранодиорит-порфир	64,75	1078	0,56	7	15,48	304	0,74	9	4,73	65	0,05	1	1,63	40	3,71	66	2,69	88	4,15	89	0,19	2	1,61	178	—	—	—	—	100,29	
5	Биотитовый гранодиорит-порфир	63,82	1062	0,60	8	16,0	314	0,82	10	3,06	43	0,09	1	1,63	40	3,62	64	1,59	52	5,2	110	0,17	2	4,21	467	—	—	—	—	100,81	
6	Биотитовый граносиенит-порфир	66,18	1102	0,52	6	15,62	305	0,80	10	3,6	50	0,07	1	0,95	23	2,35	42	3,61	116	4,65	99	0,19	2	1,43	159	—	—	—	—	99,97	
7	Кварцевый метасиенит-порфир	62,61	1042	0,63	8	15,87	312	0,67	8	3,38	47	0,05	1	2,38	59	3,34	60	3,6	116	4,83	102	0,16	2	2,47	274	—	—	—	—	99,99	
8	Кварцевый диабаз	56,03	932	0,83	10	16,97	334	2,54	33	4,09	57	0,11	1	9,27	230	4,59	82	1,28	41	1,99	42	0,26	3	3,03	336	0,16	—	—	—	101,15	
9	Кварцевый диабаз	52,38	873	0,55	7	17,3	340	2,03	24	4,09	57	0,18	3	7,15	178	5,88	105	1,96	64	2,61	56	0,19	2	7,06	783	0,01	—	—	—	101,39	
10	Кварцевый биотит роговообманковый андезитобазальт	62,64	1036	0,55	7	18,6	364	2,1	26	1,93	26	0,06	1	3,05	76	5,02	89	1,94	63	2,87	62	0,26	3	1,28	142	—	—	—	—	100,30	
11	Трахиандезитобазальт	50,18	836	1,5	19	16,63	326	2,0	24	6,66	93	0,12	1	4,53	112	5,06	90	4,0	130	3,8	80	0,36	5	4,99	553	—	—	—	—	99,83	
12	Трахиандезитобазальт	51,64	860	1,5	19	18,07	355	1,23	14	6,37	89	0,14	2	4,68	116	3,62	64	4,33	140	3,77	80	0,36	5	4,70	522	0,02	—	—	—	100,43	
13	Пироксеновый трахиандезит	62,5	1041	0,65	8	16,0	314	0,67	8	4,55	64	0,13	1	2,65	66	4,15	74	2,86	92	5,12	108	0,25	3	1,05	117	0,02	—	—	—	100,6	
14	Пироксеновый трахиандезит	60,10	1001	0,6	8	14,38	282	0,35	5	4,84	67	0,11	1	3,58	89	5,10	91	2,51	80	4,89	104	0,41	6	2,57	284	0,12	—	—	—	99,56	
15	Андезитобазальт	55,13	917	0,56	7	19,13	374	1,63	20	4,34	60	—	—	3,30	82	6,71	120	2,25	72	1,46	31	0,27	3	4,56	506	—	—	—	—	99,43	

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ п/п	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	t	φ	Q	$\frac{a}{c}$
1	11,8	8,4	19,0	60,8	2,4	46,8	50,8	—	80,9	1,7	9,8	-10,4	1,4
2	14,5	2,1	4,0	79,4	18,3	56,7	25	—	46,7	0,3	10,0	+27,7	6,9
3	10,2	5,2	12,7	71,9	—	50,5	47,3	2,2	50,3	0,8	12,6	+18,2	2,0
4	12,3	4,3	8,2	75,2	—	63,6	33,9	2,5	49,7	0,6	7,6	+21,5	2,9
5	11,4	4,5	8,3	75,8	20,3	45,8	33,9	—	32,1	0,7	8,5	+24,3	2,5
6	14,8	2,9	6,1	76,2	6,6	67,9	25,5	—	53,9	0,5	11,1	+19,9	5,1
7	15,1	3,3	8,8	72,8	—	43,9	46	10,1	53,2	0,7	6,2	+12,1	4,5
8	5,5	5,4	26,9	62,2	21,3	22,3	56,4	—	49,7	1,0	8,0	+ 8,0	1,0
9	8,7	7,6	19,7	63,9	3,7	30,9	65,4	—	53,3	0,7	9,1	+ 2,9	1,1
10	8,6	6,2	13,1	72,1	32,1	27,9	40,0	—	50,4	0,6	13,7	+20,8	1,3
11	15,2	4,2	18,9	61,7	—	45,1	42,7	12,2	61,9	2,2	9,1	-11,2	3,6
12	15,7	4,6	16,4	63,3	3,0	46,2	50,8	—	63,6	2,1	6,1	- 9,4	3,4
13	13,6	3,9	10,7	71,8	—	46,8	42,3	10,9	46	0,7	5,1	+12,5	3,5
14	12,7	3,4	14,1	69,8	—	35,8	43,6	20,6	43,4	0,8	2,4	+10,8	3,7
15	7,6	8,9	14,4	69,0	16,0	41,5	42,5	—	70	0,7	10,3	+14	0,8

Примечание. Порядковой нумерации химических анализов в данных таблицах и петрохимической диаграмме соответствуют пробы: 1—из вулканогенных отложений нижней перми (проба 3); 2—из ксенолитов среди гранодиорит-порфирового штока доскарнового времени (проба 1741); 3, 4, 5 — из доскарновых даек (пробы 87, 3042<sup>4</sup>, 3125<sup>3</sup>); 6, 7—из метадаек доскарнового возраста (пробы 10, 11); 8, 9—из послескарновых даек (пробы 0155, 040); 10 — из дайки предположительно послескарнового возраста (проба 352); 11, 12—из пострудных даек (пробы 1594<sup>ж</sup> 6); 13, 14 — из даек верхнего мела сопредельных районов (пробы 6, 8,—3); 15—из верхнемезозойских вулканогенных отложений сопредельных районов (проба 305); H<sub>2</sub>O+—рассчитано из величин потерь при прокаливании.

группе. В отдельных участках вблизи месторождения, в естественных обнажениях, наблюдались отпрепарированные крутозалегающие тела гранодиорит-порфиров (дацит-порфиров), содержащие в своем составе обильные количества псефитовых обломков гранодиорит-порфиров, остросеберных осколков кварца, полевых шпатов, столь характерные для типичных пирокластических образований. Подобные тела достигают в поперечнике нескольких сотен метров. Характерно при этом упорядоченное расположение таких тел. Цепочка из нескольких штокообразных тел простирается согласно с преобладающим простираем тектонических структур и соединяется между собой системой из параллельно сближенных даек.

Все это свидетельствует, что процессы кристаллизации гранитоидного расплава проходили в условиях тектонических блоковых перемещений данного участка земной коры и сопровождалась к тому же взрывными деформациями. Это, как известно, весьма характерно для субвулканических образований. А сами штокообразные, близкие трубообразным, тела по этим признакам могут рассматриваться как вулканические аппараты центрального типа. О принадлежности рассматриваемой подгруппы даек к субвулканическому комплексу в известной степени свидетельствует также петрохимическое сходство указанных даек с вулканогенными образованиями, развитыми на южном окончании протяженного дайкового пояса. Наглядным подтверждением служат

также непосредственные наблюдения в близлежащих районах над переходами аналогичных дайковых пород в покровы дацитовых и иных лав.

Простираение подавляющей массы субвулканических даек подгруппы I субмеридиональное, согласное с простираением синклинали — ведущей структуры района. Однако по падению дайки отчетливо секущие при крутых углах падения. Такое залегание даек контролировалось системой субмеридиональных тектонических разрывов: сбросов, взбросов, сбросо-сдвигов. В отличие от даек подгруппы I простираение более молодых даек субширотное и чаще северо-восточное, т. е. секущее. Это, очевидно, связано с более поздним развитием системы тектонических разрывов иного заложения.

Наибольшее количество субвулканических даек подгруппы I тяготеет к западному опрокинутому крылу крупной синклинали, к которому приурочены также и скарновые залежи. Подобная закономерность в размещении даек и скарнов определяется положением тектонически ослабленной зоны с системой глубинных расколов, по которым вначале внедрялся гранитоидный расплав и позднее — скарно- и рудообразующие послемагматические растворы.

Характерную особенность, как уже вкратце упоминалось, представляет поясовое расположение даек рассматриваемой подгруппы. Этот пояс к северу от месторождения прерывается, сужаясь до 2 км и к югу расширяется до 6 км.

Дайки подгруппы I пространственно совмещены со скарнами в результате наличия общей для тех и других тектонически ослабленной зоны. В этом смысле связь скарнов и даек подгруппы может рассматриваться как парагенетическая. Такая связь предусматривает также существование общей для скарнов и даек магматической камеры или же промежуточного очага, в ходе эволюции которого образованы серии жильных тел, развились скарны и боросиликатная минерализация. Мощности субвулканических даек подгруппы I небольшие: от нескольких десятков сантиметров до 1—3 м. Но протяженность даек значительна. Отдельные дайки прослежены до 1,0 км. В размещении даек отмечена примечательная особенность: в северной части скарновых залежей и особенно за их пределами преобладают наиболее кислые разности, а в южной — более основные.

В рассматриваемую подгруппу малых интрузивных тел объединены следующие породы: гранит-порфиры, включающие калиевые, нормальные, монцонитоидные, а также биотитовые мезократовые и лейкократовые разности; биотитовые плагиогранит-порфиры; биотитовые и биотит-роговообманковые гранодорит-порфиры, представленные нормальными и монцонитоидными разностями; граносиенит-порфиры наиболее часто лейкократовые; кварцевые сиенит-порфиры лейкократовые и мезократовые (пироксен-биотитовые, биотит-роговообманковые и роговообманковые); кварц-биотитовые диоритовые порфириты, включающие нормальные и контаминированные (с лабрадором и гиперстеном) разности; сиенито-диорит-порфиры мезократовые и лейкократовые; роговообманковые и биотит-роговообманковые лампрофиры, изредка присутствующие на окончаниях даек. Данный список можно было бы продолжить, включив еще ряд промежуточных пород. Здесь необходимо заметить следующее. В приведенном перечне пород фигурируют как типично магматические породы, так и метасоматические. Последние образованы в результате кремнево-щелочного метасоматоза, наложенного на магматические дайки. Эти процессы приводили к обогащению пород

метасоматическим калишпатом за счет вытеснения плагиоклаза и отчасти кварца и темноцветных. Иногда наряду с привнесом калия осуществлялся привнос кремния. В итоге породы обогащались одновременно калишпатом и кварцем. Таким путем, в частности, были образованы граносиенит-порфиры на месте гранодиорит-порфиров; кварцевые сиенит-порфиры на месте кварц-биотитовых диорит-порфиров, гранит-порфиры калиевого типа. В результате частичной калишпатизации образованы промежуточные разновидности: сиенито-диорит-порфиры и др. Процессы калишпатизации особенно интенсивно проявились вблизи скарново-рудных залежей или тектонических трещин. Характерно, что эти замещения не носили аутометасоматического характера. Указанные процессы столь же широко развиты в песчано-сланцевых или других алюмосиликатных породах. По целому ряду причин дайковые тела весьма неравномерно охвачены кварц-калишпатовым замещением, что объясняет исключительную пестроту их петрографического состава. В дайках же, где эти процессы не проявлены, колебания состава, как правило, менее широки.

Не имея возможности в рамках данной статьи остановиться на детальном рассмотрении минералогии, петрографии, петрохимии доскарновых даек подгруппы 1, ограничимся поэтому кратким перечислением некоторых важнейших их особенностей. На петрохимической диаграмме (рис. 1) и в таблице пересчета результатов химического анализа изверженных пород анализа 3, 4, 5, 6, 7 соответствуют доскарновым субвулканическим дайкам. Анализ 15 — излившемуся аналогу из сопредельных районов. Анализ 3 отвечает кварц-биотитовому диорит-порфиру (дациту), почти не затронутому кварц-полевошпатовым замещением. Порода пересыщена кремнеземом, бедна щелочами. По совокупности петрохимических коэффициентов она близка кварцевому диориту из группы средних химических составов горных пород по Р. Дэли (Четвериков, 1956; приложение 4, порода 42). Анализ 4, 5 соответствуют биотитовым гранодиорит-порфирам. Анализ 6, 7 относятся уже к метасиенит-порфирам (соответственно биотитовому метаграносиенит-порфиру и кварцевому метасиенит-порфиру). Исходные магматические породы по химическому составу близки анализу 3. Из сравнения анализа 7 (кварцевый метасиенит-порфир) с анализом 3 (кварц-биотитовый диорит-порфир) видно, что в результате кремнево-щелочного метасоматоза порода обогатилась щелочами и кремнеземом. Анортитовая составляющая и ферритовые компоненты при этом почти полностью вытеснены. По основным коэффициентам порода стала близка акеритам, а в целом — щелочноземельным сиенитам. Еще более интенсивному кварц-полевошпатовому замещению подвергнута порода, представленная анализом 6. На диаграмме средних типов магматических горных пород по Р. Дэли анализ данной пробы разместился в незаполненной области. Это закономерно, так как порода образована метасоматическим путем. По совокупности петрохимических коэффициентов она соответствует щелочноземельным граносиенитам.

Таким образом, в ходе кварц-полевошпатовых замещений корневых аналогов дацитовых лав породы обогащались щелочами, кремнеземом, обеднялись кальцием и ферритовыми компонентами. В целом эти процессы в геохимическом отношении подобны сиенитизации и гранитизации. Однако геологические условия их проявления (малая глубинность), приуроченность к скарново-рудным залежам, псевдоморфный характер замещений при строгом наследовании текстур и структур не позволяют отнести эти процессы к гранитизации в общепринятом смысле термина.

Единая закономерность в изменении состава одного какого-либо тела даек на глубину или по мощности не устанавливается. Подмечено, что более крупные тела сравнительно богаче кремнеземом и щелочами и таким образом ближе стоят к гранитам. Состав даек меняется в широких пределах. В одной и той же дайке присутствуют кварц-биотитовые порфиры (дациты), метасиент-порфиры и серия промежуточных пород. Дайки, обогащенные кремнеземом и щелочами, относительно молодые. По-видимому, их возраст весьма близок возрасту скарнов и руд. Это исходит из общей тенденции в эволюции состава расплава от основного к кислому, но, главное, в связи с более поздними явлениями кварц-полевошпатовых замещений. Последние геохимически связаны со скарновым процессом.

В дайках и особенно трубообразных телах встречаются ксенолиты контаминированных пород, соответствующих порфировым кварцевым габбро-диоритам. Они обогащены лабрадором с обратной прерывистой зональностью, биотитом, гиперстеном, кварцем. Распределение цветных минералов неравномерное, шлировое, что позволяет связать образование этой своеобразной группы пород с ассимиляцией глинистых сланцев. Ассимиляция, очевидно, имела место в глубоких частях тех же субвулканических тел.

Кристаллизация даек, очевидно, проходила из высокотемпературных расплавов. Некоторым подтверждением этого служит присутствие пертитовых полевых шпатов, анортотлазов, санидин-силлиманитовых шлиров за счет переработки глинистых сланцев. Однако контактовые воздействия даек на вмещающие породы ничтожны и проявлены лишь в нескольких сантиметрах от контактов.

Структуры течения, в отличие от более молодых послескарновых даек, проявлены редко. Возможно, что это связано с большей вязкостью расплава и эксплозивностью.

Количество порфировых выделений варьирует в очень широких пределах. Поэтому наряду с олигофиновыми структурами отмечаются невадитовые и даже криповые. В составе порфировых выделений обычно встречается кварц, средний плагиоклаз, пертитовый полевой шпат, биотит, роговая обманка и изредка пироксен. При этом биотит характерен для более кислых разностей.

В пертитовых полевых шпатах объем фазы калишпата регулируется содержанием анортитовой молекулы: в более основных плагиоклазах меньше объем пертитовой фазы калишпата. В силу этих причин вариации объемов пертитовых фаз альбита в калишпате и фазы КПШ в плагиоклазах довольно широки. Для магматических даек выдерживается закономерность: наряду с увеличением количества магматического калишпата увеличивается содержание альбитовой молекулы в плагиоклазе. В метадайках подобная закономерность отсутствует.

В нормальных кварц-биотитовых порфиритах, гранодиорит-порфирах (дацитах) плагиоклаз соответствует зонарному андезину. Зональность чаще прямая прерывистая, но встречается и обратная. Однако в контаминированных разностях плагиоклаз более основной и как правило, с очень сложной зональностью. Обычно зональность в нем обратная прерывистая, но в отдельных зонах, особенно в ядрах кристаллов, она нормальная. Это может быть связано с резкими и прерывистыми изменениями давления в кристаллизующемся магматическом расплаве.

Биотит во всей рассматриваемой подгруппе даек однообразен по свойствам. Он обогащен титаном, что находит свое отражение в появлении красно-коричневого цвета плеохроизма. В целом для подгруппы даек доскарнового времени характерна бедность аксессуарными.

Подгруппа 2, представленная гранит-порфирами предположительно внутрискарнового времени, резко отлична от рассмотренной выше подгруппы субвулканических тел. Прежде всего эти породы слагают, как правило, более крупные тела и обладают своеобразным обликом, заключающимся в присутствии очень крупных порфировых выделений полевых шпатов. Основная масса в них хорошо раскристаллизована. Эксплозивность, столь характерная для дацитовых даек, здесь не отмечается. По составу породы подгруппы соответствуют нормальным и ультракислым гранит-порфирам с кислым плагиоклазом, калишпатом, биотитом и иногда мусковитом и обильным кварцем. В возрастном и петрохимическом отношении за пределами месторождения им соответствуют многочисленные гранитные интрузии, с которыми часто связаны разнообразные пневматолито-гидротермальные проявления вольфрама, олова, бора. По совокупности признаков дайки и небольшие штоки данной подгруппы могут рассматриваться как апофизы не вскрытых крупных интрузий.

Анцититовые порфириты, кварцевые базальты, трахиандезиты и трахибазальты послескарнового времени, в отличие от доскарновых даек, менее распространены на площади месторождения. На основе имеющегося фактического материала рассматриваемая группа даек может быть отнесена к плутоническому типу по классификации Х. М. Абдуллаева (1957). Правда, отдельные анализы самых молодых (мел-палеогеновых) вулканогенных пород из сопредельных районов обнаруживают сходство с некоторыми представителями даек рассматриваемой группы, но, однако, этих данных для доказательства возможной комагматичности этих образований еще недостаточно.

Для месторождения и всего района в целом данная группа даек относится к наиболее молодым изверженным породам. Их возраст, однако, может быть оценен весьма приближенно. Установлено, что эта группа даек моложе рассмотренных выше доскарновых субвулканических даек верхнеюрско-нижнемелового этапа магматизма, моложе также гранитов и гранит-порфиров предположительно внутрискарнового времени, моложе скарнов и руд данного месторождения.

По данным калий-аргонового метода абсолютный возраст послерудных даек 70—80 млн. лет (валовые пробы). По этим соображениям послескарново-рудные дайки рассматриваемого месторождения можно предварительно отнести к верхам верхнего мела. Простираение даек на площади месторождения северо-восточное, т. е. диагональное по отношению к простираению субмеридионального пояса рассмотренных выше субвулканических тел верхнеюрско-нижнемелового этапа магматизма. Углы падения обычно крутые (70—90°). По контактам часто отмечается брекчирование. Мощности даек, в отличие от доскарновых, не превышают 1—2 м. Однако по простираению они также прослеживаются на значительные (до 600 м) расстояния.

Наблюдения над взаимоотношениями описываемой группы даек со скарнами и дайками показывают, что не все дайки однородны в возрастном отношении. Но во всех случаях они пересекают дайки гранит-порфиров и высокотемпературные минеральные ассоциации скарнов, включая пироксен, гранат, аксинит, данбурит. В отдельных случаях они пересекаются жилами датолита и кальцита. Последний факт, возможно, служит основанием для отнесения некоторых рассматриваемых даек к внутриминерализационному этапу.

Несмотря на однообразие внешнего облика даек вариации химических составов довольно широки, что хорошо видно из результатов

пересчета химических анализов. На петрохимической диаграмме анализы 8, 9, 10, 11, 12 соответствуют послескарновым дайкам, отобранным на месторождении. Анализы 13, 14 — наиболее молодым дайкам пироксеновых трахиандезитов из сопредельных районов. По данным калий-аргонового метода, возраст этих даек 70 млн. лет, что соответствует верхам верхнего мела.

Анализ 8 по результатам петрохимического пересчета отвечает кварцевому диабазу. Это хорошо подтверждается также микроскопическим изучением. Однако по ряду признаков кварц, очевидно, ксеногенный. В данной пробе по соотношению  $a : c \approx 1,0$  потенциальное содержание аноритовой молекулы в составе плагиоклазов должно быть не менее 50%. Из расчетов (при  $p = 49,7$ ) также следует, что в составе полевых шпатов должен быть и калиевый, что также подтверждается непосредственными наблюдениями. Порода сильно пересыщена алюминием, что, вероятно, связано с постмагматическими процессами (разложение полевых шпатов, амфиболизация темноцветных минералов и др.).

Анализ 9 также близок кварцевым базальтам.

Пробы 11, 12 отличаются повышенной щелочностью. По совокупности петрохимических коэффициентов они занимают промежуточное положение между трахиандезитами и щелочноземельными сиенитами.

Проба 10, в отличие от рассмотренных, тяготеет к наиболее основным и слюдяным андезитам, но с более низкой щелочностью при одинаковой роли калия и натрия. В породе, в отличие от типовых андезитов, очень высока роль алюминия в составе цветных. По петрографическим особенностям и химическому составу рассматриваемая порода может быть отнесена к кварцевым биотит-роговообманковым андезито-базальтам.

Очень близко к рассмотренному анализу 10 стоит проба 15, соответствующая самым молодым вулканогенным породам из сопредельных районов. Возможно, что эти излившиеся породы комагматичны пострудным дайкам, развитым на месторождении, однако данных для утверждения этого положения пока недостаточно.

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ БОРОСИЛИКАТНОЙ И СОПУТСТВУЮЩЕЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Рассматриваемое месторождение сложено двумя сложнопостроенными телами известковых скарнов и слоистых скарноидов с аксинитовой, данбуритовой, датолитовой и подчиненной сульфидной минерализацией. Указанные тела образованы по кремнисто-известняковой пачке верхней перми (тело 4) и пачкам нижнего, среднего и верхнего триаса (тело 3).

Скарновые тела 1 и 2, расположенные в ядрах небольших антиклинальных складок в юго-восточной части месторождения, представляют разобщенные выходы на поверхность тела 3. Скарновое тело 4 отделяется от тела 3 пачкой туфогенных пород верхней перми.

Пространственное совмещение боросиликатных руд со скарнами настолько тесное, что понятия «скарновое» и «рудное» сливаются. Боросиликатная минерализация почти не выходит за пределы скарновых тел, а сами боросиликаты за редкими исключениями присутствуют совместно в одной и той же породе со скарновыми силикатами.

Скарновые тела образованы после складчатости и потому наследуют разнообразные формы складок, а в деталях — слоистое строение замещенных пачек. Главная причина подобного наследования за-

ключена в том, что скарны и боросиликатные руды сложены реакционными минералами, в которых велика роль  $\text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2$ , т. е. ведущих компонентов вмещающих пород. При метасоматическом характере процесса это приводило к тому, что скарновые образования и боросиликатная минерализация не выходили за пределы пачек карбонатного и силикатно-карбонатного состава. В соответствии с этим и формы скарновых тел с боросиликатной минерализацией пластовые унаследованного типа.

Однако в тех участках месторождения, где литологический контроль резко подчинен тектоническому, образованы иные формы скарновых и рудных тел. Такие участки располагаются в зонах с высокой проницаемостью, где перенос  $\text{CaO}$  или  $\text{SiO}_2$  мог осуществляться на значительные расстояния и где, в силу существования открытых полостей, метасоматическое минералообразование сочеталось с выделением минералов в свободном объеме. Подобные процессы имели место в зонах тектонических брекчий, в полостях тектонических трещин и на их пересечениях, где обильно развита сеть оперяющих трещин. Именно таким путем образовались гнездообразные и жильные тела. Правда, указанные формы тел достаточно редки.

Строение скарновых тел сложное. Главная причина этого заключается в том, что литологический состав пачек, подвергавшихся замещению скарнами и боросиликатами, неоднороден. Присутствие в составе вмещающих пород наряду с известняками также силикатных пород предопределило развитие скарноидов, в которых реакционная метасоматическая зональность сложна и замаскирована последующими наложенными процессами.

Рассмотрим строение и состав скарновых тел южной части месторождения, выделив в них те особенности, которые определяются литологическим составом вмещающей среды и интенсивностью процессов.

Скарновое тело 4, образованное по кремнисто-известняковой пачке верхней перми, содержащей также редкие прослои глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, имеет, пожалуй, наиболее простое строение и состав. По простиранию тела отмечаются некоторые изменения состава скарновых образований. Однако указанные изменения не могут быть связаны с фациальной изменчивостью литологического состава вмещающих пород, а определяются прежде всего интенсивностью скарновых замещений.

В участках, расположенных в полосе тектонических трещин северо-восточного простирания, наиболее полно развиты скарны, а по ним интенсивная боросиликатная минерализация.

Между интенсивностью развития скарнов и интенсивностью боросиликатной минерализации намечается прямая связь. Поэтому скарны, лишенные боросиликатной минерализации, встречаются редко. Обычно они в той или иной степени замещены боросиликатами. Естественно, что это создает известные затруднения при изучении первичных скарновых силикатов, поскольку состав их изменялся под воздействием бороносных терм.

В центральной части месторождения, где с наибольшей интенсивностью проявились скарново-рудные замещения, тело 4 складывается следующими разновидностями скарнов<sup>1</sup>, образующими слои, линзы, желваки, реже небольшие гнезда, жилы и прожилки: данбуриновыми гранат-

<sup>1</sup> Аксинит и данбурит, являющиеся реакционными минералами, тесно связанными с известковыми скарнами, включены в названия скарнов.

данбуристовыми, гранат-пироксен-данбуристовыми, преобладающими в рассматриваемой части тела. Несколько реже встречаются пироксен-данбуристовые, аксинитовые, аксинит-данбуристовые, пироксеновые, гранат-пироксеновые и гранатовые скарны. В некоторых участках, обычно в связи с тектоническими трещинами, образованы датолитизированные разности скарнов. Исключительно редки реликты кремнистых пород, глинистых сланцев, эпидозиты, апосланцевые калишпатовые и кварц-калишпатовые метасоматиты. В тектонических трещинах отмечается вкрапленная и гнездово-прожилковая сульфидная минерализация: пирит, халькопирит, сфалерит и изредка пирротин и галенит.

Мощности слоев и линз перечисленных разновидностей скарнов близко соответствуют мощностям слоев и линз кремнистых пород, известняков и составляют от долей сантиметров до 10—20 см. Текстуры скарнов наиболее часто слоистые до микрослоистых, иногда желваковые.

В тех участках тела 4, где процессы были проявлены менее интенсивно, содержание данбурита в скарнах убывает и соответственно этому относительно увеличивается суммарный объем слоев гранатового и пироксен-гранатового скарна. В этих участках, обычно находящихся на значительном удалении от крупных тектонических трещин, заметно выше доля пироксен-данбуристовых и гранат-пироксен-данбуристовых скарнов.

По мере дальнейшего приближения к неизменным вмещающим породам все чаще появляются слои незамещенных известняков. В то же время кремнистые породы превращены в пироксеновые, гранат-пироксеновые, отчасти в гранатовые скарны, на которые позднее была наложена данбуристовая минерализация.

Скарново-рудное тело 3 имеет наиболее сложное строение, что обусловлено прежде всего сложным строением разреза вмещающих пород триаса, по которым развились разнообразные скарны, скарноиды и боросиликатная минерализация. В соответствии с расчленением карбонатной части разреза триаса все тело подразделяется на три части (снизу вверх): нижнюю, развитую по сланцево-известняковой пачке нижнего триаса; среднюю — по известняково-кремнистой пачке среднего триаса; верхнюю — по кремнисто-известняковой пачке верхнего триаса. Снизу оно подстилается пачкой туфогенных пород верхней перми, а в верхних своих частях граничит с песчано-сланцевой толщей верхнего триаса.

Рассмотрим важнейшие черты строения и состава тела 3.

Нижняя часть скарноворудного тела отличается наибольшей пестротой состава. Это закономерно, поскольку в химическом составе помимо  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$  имеется  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , заключенная в глинистых сланцах. Уже одно это создавало благоприятные условия для развития глиноземистых скарнов и скарноидов, эпидозитов, алюмоборосиликатов (аксинит).

В участках с повышенной инфильтрацией (центральная часть месторождения), где процессы скарноворудных замещений развились наиболее активно, рассматриваемая часть тела 3 имеет менее пестрый состав, в отличие от остальной части. В строении тела принимают участие ритмично чередующиеся слои данбуристовых, гранат-данбуристовых, гранат-пироксен-данбуристовых и пироксен-данбуристовых скарнов. Здесь же довольно широко развит датолит с замещением данбуритсодержащих разностей скарнов. Даже эпидозиты, обычно замещаемые лишь аксинитом, охвачены данбуристовым замещением. Заметим, что эпидозиты вообще широко развиты в данной части тела по глиноземистым гранатовым скарнам, кварц-калишпатовым метасоматитам и др. Подчиненно развиты аксинитовые, данбурит-аксинитовые, пироксен-ак-

синитовые и эпидот-аксинитовые скарны. Еще более редки слои пироксеновых, пироксен-гранатовых, гранатовых (включая апопироксеновые) скарнов, а также разнообразные эпидозиты, калишпатовые и кварц-калишпатовые (апосланцевые) метасоматиты.

По мере удаления от систем растворопроводящих тектонических трещин (обычно трещины северо-восточного простирания) в составе рассматриваемой части тела резко убывает содержание данбурита (при этом почти полностью исчезают его мономинеральные обособления), увеличивается количество слоев аксинитовых и аксинит-содержащих скарнов. Последние обычно развиты по эпидозитам, отчасти по кальциту, заключенному в ксеноморфных промежутках данбуритовых, гранат-данбуритовых и гранатовых скарнов. В этих частях тела 3 широко развиты наложенные гранатовые (андрадитовые) скарны по пироксеновым и глиноземистым гранатовым скарнам. В данбуритсодержащих скарнах довольно часты крупные метабласты темно-зеленого андрадита, ксеноморфные выделения аксинита, иногда хлорита (по кальциту, парагенному с данбуритом). В этих же участках значительно чаще сохраняются слои эпидозитов и апосланцевых кварц-калишпатовых метасоматитов.

По мере дальнейшего удаления от тектонических зон и соответственно по мере приближения к окончаниям скарново-рудных тел уже в нескольких десятках метров от неизмененных вмещающих пород, широкое развитие получают эпидозиты (обычно замещены аксинитом), пироксеновые скарны, сохраняются кварц-калишпатовые метасоматиты и даже глинистые сланцы. Для этих частей редки гранатовые, особенно данбурит-гранатовые скарны. Однако датолит развит широко. В участках затухания процессов, на окончаниях рассматриваемой пачки, сохраняются слои известняков, и метасоматические изменения (калишпатизация, эпидотизация, аксинитизация) сосредоточены преимущественно в слоях глинистых сланцев и по контактам с известняками.

Таким образом, по мере удаления от главных каналов циркуляции послемагматических растворов, данбуритовая минерализация в нижней части третьего тела сменяется аксинитовой. На окончаниях тел присутствуют эпидозиты и кварц-калишпатовые метасоматиты.

Средняя часть тела 3, как уже упоминалось, развита по пачке известняково-кремнистого состава, относящейся к среднему триасу. Известняки в виде слоев, линз, желваков распределены неравномерно среди преобладающей массы кремней. Почти во всех своих частях пачка среднего триаса содержит редкие прослои глинистых сланцев. Скарново-рудные замещения в рассматриваемой пачке проявились исключительно неравномерно. Даже в участках интенсивного протекания процесса часто сохраняются многочисленные реликты кремнистых пород, а со стороны бывших слоев глинистых сланцев — калишпатовые метасоматиты.

На примере пачки среднего триаса видно, насколько важное значение при скарноидных процессах имеет равномерное распределение силикатного материала. Очевидно, для полноты замещения определенную роль приобрел оптимальный состав среды, т. е. необходимые соотношения между количеством кремнистого вещества и известняка. При значительном избытке кремнистого вещества над известняком против тех количеств, которые потребны для образования скарновых силикатов, процесс мог не пойти до полного замещения. Однако, избыток известняка почти всегда замещался скарном, поскольку привнос дополнительных количеств кремнезема в скарновом процессе более вероятен, чем привнос кальция.

В центральной части месторождения, соответствующей области широкого развития внутриминерализационных тектонических трещин, где процессы протекали более интенсивно, средняя часть тела 3 сложена данбуритовыми, гранат-данбуритовыми, гранат-пироксен-данбуритовыми скарнами. Указанные скарны развиты по зонам трещиноватости в кремнях, по линзам и желвакам известняков и кремнистых пород. Несколькими реже встречаются желавки, гнезда, прослои гранатового скарна. Данбуритовые и данбурит-содержащие разности скарнов довольно часто замещены датолитом. Еще реже встречается тонкозернистый пироксеновый скарн, обычно разложенный, в виде сетчатых прожилков и тонких прослоев в кремнях. Изредка в виде гнезд среди кремнистых пород отмечается волластонитовый скарн, по которому обычно развит датолит. Прослои аксинитового, эпидот-аксинитового скарна, кварц-калишпатовых метасоматитов достаточно редки. Почти по всей мощности тела отмечаются реликты кремнистых пород. Однако они более распространены в тех частях тела, где размещены наиболее мощные слои сплошных кремнистых пород. По мере удаления от зон активной циркуляции послемагматических растворов еще более возрастает количество кремней. Одновременно с этим убывает содержание данбурита и соответственно чаще встречаются гранатовые и пироксен-гранатовые скарны в виде слоев, линз, желваков среди преобладающей массы кремнистых пород. Возрастает относительная доля пироксеносодержащих разностей скарнов. И, наконец, вблизи неизменных вмещающих пород среднего триаса скарноворудные преобразования приурочиваются лишь к локальным зонам, содержащим известняки, приводя к образованию пироксеновых, пироксен-гранатовых и гранатовых скарнов. Если кремнистые породы в таких участках почти не затронуты замещениями, то слои глинистых пород преобразованы в кварц-калишпатовые метасоматиты и эпидозиты, несущие аксинитовую минерализацию. В связи с тектоническими трещинами иногда отмечается вкрапленность марматита, халькопирита, изредка пирита, пирротина и галенита. Характерно, что сульфидная минерализация наиболее часто приурочена к пироксеновым и пироксеносодержащим разностям скарнов.

Таким образом, по мере приближения к неизменным породам среднего триаса, на фоне общей тенденции падения интенсивности скарновых замещений, уменьшается доля данбуритсодержащих разностей скарнов, возрастает относительное количество аксинитовых, гранатовых, пироксен-гранатовых, пироксеновых скарнов, чаще встречаются эпидозиты и кварц-калишпатовые метасоматиты. В зонах затухания процессов метасоматические преобразования фиксируются преимущественно в слоях глинистых сланцев и известняков.

Верхняя часть тела 3, развитая по известнякам с подчиненным количеством слоев, линз и желваков кремнистых пород, имеет на значительном своем протяжении довольно однообразное строение. В зонах, где обильны внутриминерализационные трещины (центральная часть месторождения), рассматриваемое тело сложено массивными, грубо-слоистыми данбуритовыми и данбурит-гранатовыми скарнами. Среди данбурит-гранатовых скарнов изредка встречаются желваки и прослои разложенного пироксенового, данбурит-пироксенового и гранат-пироксен-данбуритового скарна. Гнезда волластонитового скарна почти всегда замещены датолитом. Аксинит вообще не характерен для этого тела, но он иногда выполняет ксеноморфные промежутки в данбуритовых и гранатовых скарнах.

На удалении от зон интенсивного протекания процессов, по мере движения к окончаниям скарново-рудных тел, данбуритовая минерали-

зация ослабевает. Широкое развитие получают массивные и реже слоистые гранатые и гранатизированные (анопироксеновые) скарны. Данбурит-гранатые скарны более редки. В них встречаются характерные крупные метабласты темно-зеленого андрадита. Данбурит редко образует сплошные слои, а встречается в форме желваков, где он развит с замещением пироксеновых и вообще пироксеносодержащих скарнов, образованных по кремнистым желвакам. Повсеместно обнаруживаются реликты разложенных пироксеновых скарнов среди преобладающей массы гранатых скарнов. Последнее свидетельствует, что гранатые скарны в главной своей массе заместили пироксеновые. В ксеноморфных промежутках данбуритовых и гранатых скарнов нередко также отмечаются выделения аксинита. В зоне контакта с песчано-сланцевой толщей верхнего триаса широко развиты эпидозиты, часто замещенные аксинитом, а непосредственно по сланцам — кварц-калишпатовые криптозернистые метасоматиты. К этим зонам часто приурочен датолит.

В участках рассматриваемого тела, где процессы развились слабо, сохраняются многочисленные реликты кремнистых пород. В то же время известняки полностью замещены гранатовым скарном, содержащим в своих межзерновых промежутках выделения данбурита, кальцита, датолита, хлорита.

Таким образом, на удалении от зон данбуритового замещения интенсивно проявлена гранатизация (андрадитизация) пироксеновых и гранат-пироксеновых скарнов. В участках слабого развития боросиликатной минерализации и скарнирования обнаруживается большое количество незамещенных кремнистых пород, и скарны развиты преимущественно по известнякам.

Рассмотренные выше особенности распределения и состава борной минерализации в скарновых телах относятся к южной части месторождения. В северной части, в отличие от южной, вскрыты наиболее глубокие зоны месторождения.

В северной части скарновых тел боросиликатная минерализация проявилась не столь интенсивно, как в центральной, несмотря на исключительно широкое развитие крупных тектонических трещин. Очевидно, обилие последних и соответственно этому предельная близость к главным каналам циркуляции растворов локализовало процессы в пределах тектонических трещин, в результате чего боросиликатная минерализация не получила широкого площадного распространения. Состав скарновых тел в этой части месторождения несколько отличается. Так, например, для известково-кремнистой пачки среднего триаса характерно довольно широкое развитие пироксеновых, гранат-пироксеновых, волластонитовых скарнов. Последние часто замещены датолитом. Для северной части месторождения характерно широкое развитие сульфидов: пирротина, марматита и подчиненно — пирита, халькопирита, галенита. В связи с тектоническими трещинами довольно широко развиты жильные тела, сложенные боросиликатами, кварцем, кальцитом.

Минерализация, связанная со скарново-рудным процессом, развивалась также и за пределами скарновых тел: в пачке вулканогенных пород нижней перми, туфогенных пород верхней перми, в песчано-сланцевых отложениях нижней перми и верхнего триаса. С наибольшей интенсивностью она проявилась в туфогенной пачке верхней перми, вблизи скарново-рудных тел. Этому способствовало наличие сети внутриминерализационных тектонических трещин (трещины субмеридионально-го и северо-восточного простирания).

В туфогенной пачке верхней перми, благодаря содержанию кальцита и алюмосиликатов, метасоматические изменения отличаются ис-

ключительной пестротой. Подобные изменения сравнимы с теми, которые присущи нижним горизонтам третьего скарнового тела.

В центральной части месторождения в пачке туфогенных пород верхней перми довольно широко развиты скарны гранатового, гранат-пироксенового состава с данбуритовой и чаще датолитовой минерализацией. Здесь же распространены разнообразные эпидозиты, обычно замещенные аксинитом, а в отдельных случаях — также данбуритом и датолитом. Среди эпидозитов и аксинитовых скарнов встречаются, как реликтовые образования, своеобразные кварц-калишпатовые и калишпатовые метасоматиты, развитые по туфам, почти лишенным карбонатного вещества.

На удалении, по мере движения к флангам месторождения, почти полностью исчезает данбуритовая минерализация, сменяясь аксинитовой. Метасоматические изменения выражены в широком развитии эпидозитов, аксинитовых скарнов, кварц-калишпатовых метасоматитов. Скарны гранатового и пироксен-гранатового состава обычно замещены эпидозитами и потому мало характерны. Повсеместно встречается датолит. Данбурит редок и отмечается главным образом в прожилках. Здесь же более часты прослои неизмененных туфов и туффитов.

В участках, где метасоматические изменения проявились слабо, характерны эпидозиты и кварц-калишпатовые метасоматиты с подчиненной аксинитовой минерализацией. Указанные образования локализуются в карбонатсодержащих туфах и туффитах, в редких прослоях известняков и на их контактах.

Таким образом, для всей пачки туфогенных пород верхней перми наиболее характерно развитие эпидозитов с аксинитовой минерализацией, кварц-калишпатовых метасоматитов. Сравнительно широко развит датолит.

Аналогичные изменения фиксируются в нижних частях песчано-сланцевой толщи верхнего триаса, где известняки чередуются с прослоями песчаников и глинистых сланцев. Однако на удалении от карбонатной части разреза, в верхнетриасовых песчано-сланцевых отложениях (главным образом в полосе тектонических трещин), метасоматические изменения характеризуются широким развитием кварц-калишпатовых метасоматитов, часто несущих вкрапленную турмалиновую минерализацию.

В пачке основных вулканогенных пород нижней перми образование скарнов, аксинита и весьма редко данбурита отмечается преимущественно вблизи скарновых залежей, в тектонических зонах. Метасоматические породы в них имеют много сходных черт с теми, которые наблюдаются в пачке туфогенных пород верхней перми.

\*\*\*

В приведенной характеристике скарновых тел основное внимание было уделено рассмотрению общих особенностей состава скарновых тел, которые в значительной степени определяются сочетанием важнейших факторов метасоматического минералообразования: литологией вмещающих пород и тектонической подготовленностью участка. Во избежание громоздкости были намеренно опущены многие детали. Однако уже из такого рассмотрения отдельные закономерности в размещении и составе скарново-рудной минерализации в зависимости от литологического состава вмещающих пород и координатного положения участка относительно главных каналов циркуляции послемагматичес-

ких растворов обозначились вполне отчетливо. Отметим важнейшие из них.

В тех участках месторождения, в которых по ряду причин минералообразование скарновой и последующей борной стадий проявилось достаточно интенсивно, различия в составе скарново-рудных образований при всем многообразии состава вмещающих пород существенно стерты. В итоге широкое развитие получил данбурит, который вблизи тектонических трещин обычно в той или иной степени замещен датолитом, гранат-данбуритовой и пироксен-гранат-данбуритовой скарн. При этом данбурит развивался даже в глиноземистых средах, в которых обычно локализуется аксинит. В подобных участках зависимости между составом замещенных пород и составом скарново-рудного комплекса выражены не столь ярко, как это характерно для других мест.

Но уже на некотором удалении от тектонических зон и, где, следовательно, процессы протекали более вяло, на первое место выступал химический контроль вмещающей среды. В этих местах скарново-рудные замещения приобретали острый избирательный характер. Из всего состава вмещающих пород преимущественному замещению подвергались известняки, даже если они находились в избытке над силикатными породами. По известнякам обычно развивался гранатовый скарн, представляющий благоприятную среду для локализации данбуритовой минерализации. Со стороны кремнистых пород развились пироксеновые и вообще пироксенсодержащие разности скарнов. Последние подвергались частичному или полному данбуритовому замещению в начальную ступень борной минерализации. Глиноземистые гранатовые скарны, эпидозиты представляли благоприятную среду для образования аксинита. Они более характерны для тех пачек, в которых наряду с карбонатным веществом имелось достаточное количество глинозема (карбонатизированные туфы, мергели и др.).

Конкретные примеры влияния литологического состава вмещающих пород на состав скарнов и разнообразных метасоматитов, детали строения скарновых тел рассматриваются на приводимых фрагментах послонных разрезов. Указанные послонные разрезы (рис. 2), отражающие особенности строения отдельных частей скарновых тел, представлены в форме двух взаимно связанных колонок: верхней, отвечающей фактическому составу разреза через те или иные участки скарновых тел, и нижней, соответствующей составу вмещающих пород. Составы вмещающих пород в приводимых послонных разрезах через скарновые залежи выведены из обобщения и учета ряда признаков: реликтов вмещающих пород, учета особенностей состава и структуры метасоматитов, развитых в различных породах; состава аксессуарных минералов исходных пород, избирательности замещений и т. д.

Послонные разрезы 1—7 соответствуют отдельным частям четвертого скарнового тела. В качестве характерной особенности, присущей данному месторождению, следует отметить повсеместную приуроченность гранатовых и данбурит-гранатовых скарнов к известнякам. При этом данбурит-гранатовый скарн представляет собой продукт неполного данбуритового замещения гранатового скарна. Данбурит нередко полностью вытесняет опять-таки гранатовый скарн и реже — другие разновидности скарнов. Скарны, развитые со стороны кремнистых пород, представлены пироксеновыми, данбурит-пироксеновыми, пироксен-гранат-данбуритовыми и подобно предыдущим — данбурит-гранатовыми и гранатовыми разностями. Скарны данбурит-пироксеновые и данбурит-гранат-пироксеновые возникли путем частичного замещения пироксеновых и гранат-пироксеновых скарнов данбуритом. В соответ-

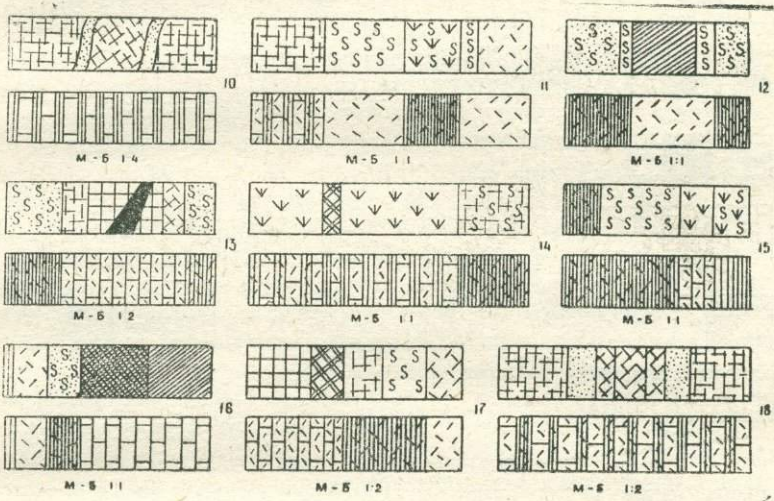
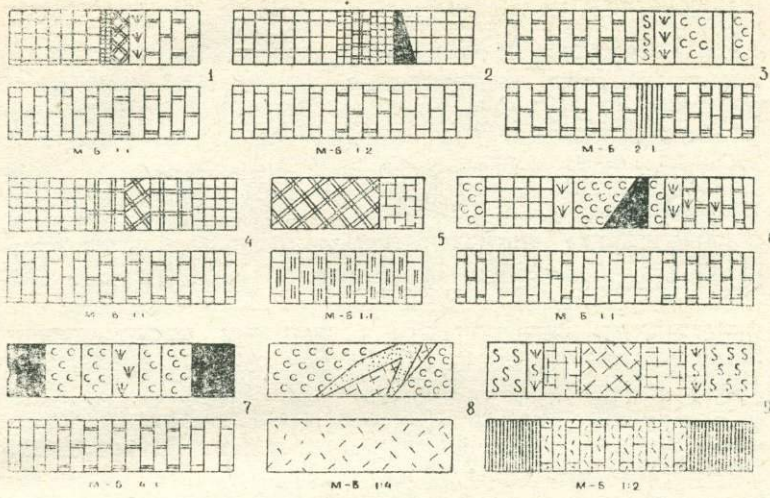
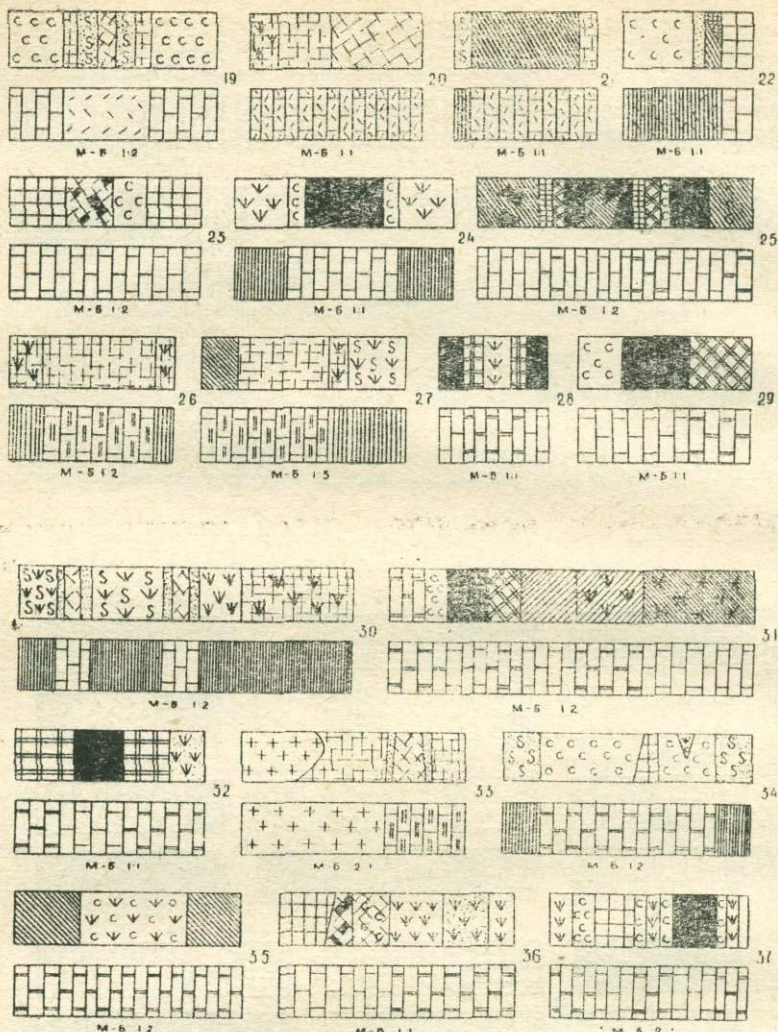
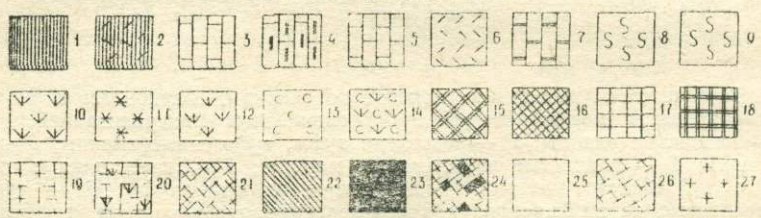


Рис. 2. Фрагменты детальных разрезов по скарнам, скарноидам и около-скарновым метасоматитам с боросиликатной минерализацией. 1 — глинистые сланцы; 2 — пепловые туфы, туфогенные сланцы; 3 — известняки; 4 — глинистые известняки и мергели; 5 — известняки с примесью туфогенного материала, карбонат-содержащие туфы; 6 — туфы псаммитовые кератофирового и кварц-кератофирового состава, туффиты; 7 — кремнистые породы; 8 — криптозернистые полевошпатовые метасоматиты; 9 — криптозернистые кварц-полевошпатовые метасоматиты; 10 — криптозернистые пироксен-полевошпатовые метасоматиты; 11 — волластонитовые скарны; 12 — пироксеновые скарны (включая гистерогенные апопироксеновые образования); 13 — гранатовые скарны; 14 — гранат-пироксеновые скарны; 15 — пироксен-данбуриновые скарны; 16 — пи-

вии с полнотой замещения и избирательностью в перечисленных скарнах широко варьируют количественные соотношения между данбуритом, гранатом и пироксеном.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



роксен-аксинитовые скарны; 17 — гранат-данбуриновые скарны; 18 — гранат-пироксен-данбуриновые скарны; 19 — эпидозиты; 20 — пироксеновые эпидозиты; 21 — аксинитовые скарны; 22 — датолит; 23 — данбург; 24 — данбург с аксинитом; 25 — кварц метасоматический; 26 — кварц-аксинитовые образования; 27 — гранитоид-порфиры доскарновые.

Со стороны известково-глинистых и глинистых прослоев обычно развиты криптозернистые, калищпатовые метасоматиты, эпидозиты и иногда пироксеновые скарны. Характерно отметить, что в зонах актив-

ного проявления процессов, отмечены случаи развития данбурита даже по эпидозитам (разрез 5). Но обычно эпидозиты представляли наиболее благоприятную среду для образования аксинита, что связано с наличием глинозема.

В последовательности чередования скарнов того или иного состава улавливается определенная ритмичность. Главная причина этого заключена в ритмическом чередовании слоев исходных пород (для рассматриваемого четвертого тела это слои кремнистых пород и известняков). Каждый ритм приурочен к паре контактирующих между собой химически неравновесных пород. Усложнения и искажения ритма вызваны разнообразными причинами, которые будут рассмотрены специально. Можно выделить простые и сложные ритмы, которые сочетаются между собой различным образом.

В контакте известняка с кремнистой породой сложный ритм имеет следующее строение: данбурит-гранатовый (гранатовый) скарн || данбурит-гранатовый (гранатовый) скарн | данбурит-гранат-пироксеновый (гранат-пироксеновый) скарн | данбурит-пироксеновый (пироксеновый) скарн. В данном примере приведенный ритм соответствует колонке боковой метасоматической зональности, возникшей в наиболее ранние ступени скарнообразования, когда главенствовали биметасоматические процессы. В борную стадию колонка была осложнена наложением боросиликатной минерализации. В приведенной колонке двойной чертой показано положение первичного контакта известняка с кремнистой породой. Одной чертой отделены метасоматические зоны. В скобках даны составы скарнов до наложения боросиликатной минерализации. Справа от двойной черты (т. е. контакта) показаны скарновые зоны, развитые по кремнистой породе, слева — по известняку.

Развитие данбуритовой минерализации сопровождалось перекристаллизацией граната с повышением железистости, а также гранатизацией пироксеновых скарнов. В послонном разрезе 7 показан случай перекристаллизации гранатового скарна, граничащего с данбуритом. Гранатизация пироксеновой или пироксен-гранатовой зоны в связи с данбуритовым замещением скарнов иллюстрируется также разрезом 6. Прогрессирующее развитие гранатовых скарнов в связи с данбуритовым замещением — весьма характерное явление для рассматриваемого месторождения.

Метасоматическая колонка боковой зональности редко бывает представлена всеми метасоматическими зонами. Обычно те или иные зоны выпадают или же сильно замаскированы данбуритом, датолитом, а также гистерогенным комплексом, сложенным кварцем, кальцитом, хлоритом, стильпномеланом, гизингеритом и рядом других водных силикатов железа. Наблюдениями установлено, что наиболее полному данбуритовому замещению подвергнуты зоны гранатового скарна. Скарны пироксеновые, незамещенные по тем или иным причинам боросиликатами, почти всегда замаскированы гистерогенным комплексом. Все это в совокупности приводит к искажению и замаскированности строения метасоматических зон и тем самым сильно затрудняет изучение зональности. В послонных разрезах 1, 2, 3, 4, 6, относящихся к четвертому телу, отражены случаи выпадения тех или иных зон из колонок боковой метасоматической зональности.

Условия, приводящие к выпадению тех или иных метасоматических зон, имеют принципиальное значение, поскольку их влияние сказывается на увеличении суммарной мощности зон того или иного состава в сложнопостроенных скарновых телах. Это в конечном итоге определяет масштаб и состав последующей боросиликатной минерали-

зации. Рассмотрим основные причины, которые обуславливают выпадение метасоматических зон того или иного состава.

1. Слабое развитие биметасоматического скарнообразования, как следствие низкой роли диффузии. В этих условиях получают преимущественное развитие фланговые зоны, которые в кремнистых породах представлены пироксеновыми и гранат-пироксеновыми скарнами.

2. Избыток кремнистых пород над известняками. В результате биметасоматического скарнообразования истощение известняка наступало ранее, чем кремнистых пород. Если к тому же сочетались мощные слои кремнистых пород с маломощными слоями известняков, то со стороны кремнистых пород опять таки были развиты преимущественно фланговые зоны.

3. Избыток известняков над кремнистыми породами. При сочетании маломощных слоев кремнистых пород с более мощными слоями известняков, тыловые зоны, развитые со стороны кремнистых пород, неизбежно вытесняли фланговые. В результате таких соотношений преимущественное развитие получал гранатовый и пироксен-гранатовый скарн. Составы скарнов в известняковой части контакта будут поэтому сходны со скарнами, развитыми по кремнистым породам.

В ходе дальнейшего усиления инфильтрации биметасоматические процессы отступали на задний план, скарнообразование протекало избирательно. Инфильтрационный скарн накладывался не только на сохранившиеся к этому времени слои известняков и кремнистых пород, но и на ранее образованные биметасоматические скарновые зоны. В этих условиях состав скарнов во многом зависел от координатного положения участка относительно главных каналов циркуляции послемагматических растворов. По мере приближения к ним наибольшее развитие получал гранатовый скарн.

Простые ритмы, очевидно, имеют двоякое происхождение. С одной стороны они образованы в результате неполного развития колонок боковой (диффузионной) зональности, а с другой — в итоге избирательного скарнирования в условиях инфильтрации. Наиболее часто строение простого ритма следующее: данбурит-пироксеновый (пироксеновый) скарн || данбурит-гранатовый (гранатовый) скарн.

В других случаях: гранат-пироксен-данбуритовый (пироксен-гранатовый) скарн || гранат-данбуритовый (гранатовый) скарн. Слева от двойной черты показан скарн, развитый по кремнистой породе, справа — по известняку. В скобках приведены первичные составы скарнов, на которые позднее была наложена данбуритовая минерализация.

Таким образом, сложные ритмы отвечают случаям наиболее развитых колонок боковой метасоматической зональности, возникавших в контактах химически неравновесных пород. Простые ритмы образованы в результате избирательного скарнирования слоев вмещающих пород. Как те, так и другие обычно сильно замаскированы разнообразными наложенными процессами (боросиликатная минерализация, гистерогенное разложение и др.). Вся пестрота состава и строения тел обеспечена сочетанием простых и сложных ритмов, в которых отдельные звенья или выпали, или стерты, или затушеваны наложенными явлениями.

Разрезы 23—30 отвечают нижней пачке третьего скарнового тела. Изучение послыжных разрезов в указанной части тела показывает, что их строение отличается большим разнообразием и часто отсутствием какой-либо четкой закономерности. Это обусловлено наличием в составе пачки наряду с чистыми известняками также глинистых сланцев,

глинистых известняков и мергелей, а в верхней части — кремнистых пород. Скарны, развитые в контактах кремнистых пород и известняков, не имеют принципиальных отличий от тех, которые уже были рассмотрены в четвертом теле.

Со стороны глинистых сланцев развиты криптозернистые калишпатовые метасоматиты, иногда содержащие в своем составе диопсид (разрезы 27, 30). Пироксеновые скарны (разрез 30) часто гранатизированы в связи с данбуритовой минерализацией (разрез 24). Довольно часты разнообразные апоскарновые эпидозиты, которые чаще развиты на удалении от зон массового отложения данбурита (разрезы 26, 27). По глинистым известнякам и мергелям характерны эпидозиты (разрезы 26, 27). Последины почти всегда замещены аксинитом, а в тектонических зонах — данбуритом и датолитом. По чистым известнякам обычны гранатовый скарн, представляющий благоприятную среду для отложения данбурита и датолита (разрезы 24, 25, 28, 29). Для нижней пачки третьего тела характерны своеобразные аксинит-кальцит-данбуритовые метасоматиты, содержащие нередко крупные метабласты андрадита. Указанные метасоматиты обычно развиты по гранатовому скарну (разрез 23). В участках особенно тонкого переслаивания известняков с глинистыми сланцами широко развит аксинит (очевидно, путем замещения эпидозитов). Аксинит иногда сопровождается реакционными оторочками метасоматического кварца (разрез 30).

Гранатизация пироксеновых скарнов, отмечаемая в контактах с данбуритом (разрезы 24, 25), но чаще на некотором удалении от зон данбуритизации в направлении преобладающей инфильтрации растворов, представляет исключительно широко распространенное и весьма характерное явление для рассматриваемой части тела.

Следует отметить широкое развитие датолита по данбуриту (разрез 25) и нередко по эпидозитам и калишпатовым метасоматитам (разрез 27). Также как и для четвертого тела характерна ритмическая перемежаемость разнообразных скарнов и метасоматитов. Однако составы ритмов и особенности их чередования по разрезу исключительно сложны. В одних случаях указанные ритмы соответствуют колонкам боковой метасоматической зональности, осложненным наложенными процессами, а в других и, пожалуй, наиболее распространенных случаях — сочетанию разнообразных метасоматитов, возникших в результате избирательных замещений. На развитие правильной метасоматической зональности оказывала существенное влияние степень обособленности карбонатного вещества от силикатного. Строение метасоматитов, развитых на контактах глинистых сланцев с известняками, можно представить составом обобщенного разреза: глинистый сланец I криптозернистый калишпатовый метасоматит I. эпидозит (часто замещенный аксинитом) II гранатовый скарн (с данбуритом или датолитом).

В других случаях: пироксеновый скарн (с данбуритом или датолитом) I пироксен-гранатовый или гранатовый скарн II гранатовый скарн. Слева от двойной черты показаны метасоматические зоны со стороны глинистого сланца, справа — по известняку. Приведенные примеры отвечают колонкам боковой метасоматической зональности. Однако подобные колонки повсеместно осложнены или сильно замаскированы разнообразными наложенными процессами, которые здесь сняты.

Разрезы 31—37 характеризуют детали строения средней части тела 3. Указанные разрезы во многом сходны с четвертым телом. Данбурит в главной своей массе образован также путем замещения гранатовых скарнов, развитых в свою очередь по известнякам (разрезы 32, 37).

Отмечается развитие волластонитовых скарнов, которые приурочены к линзам и желвакам известняков или к пироксеновым скарнам (разрез 31). Датолит часто образован непосредственно по данбуриту, а также по волластонитовым, пироксеновым и другим разностям скарнов (разрезы 31, 35). Для средней части тела удается наблюдать все стадии замещения кремнистых пород пироксеновым скарном от начальных ступеней, когда в избытке сохраняется кремнезем (разрез 36) до почти полного (разрез 32) и полного (разрез 36) замещения. Прослои глинистых сланцев, изредка присутствующие в пачке среднего триаса, как правило, превращены в криптозернистые кварц-кальципатовые метасоматиты (разрез 34).

В отдельных частях тела отмечаются согласные метасоматические жилы гранат-кальцит-аксинитового и кальцит-аксинит-данбуритового состава, развитые по гранатовым скарнам (разрез 36). Подобно тому, что отмечалось для четвертого и особенно для нижней пачки третьего тела, здесь также широко развиты явления гранатизации пироксеновых скарнов и перекристаллизации гранатовых скарнов. Указанные явления находятся в тесной связи с развитием данбурита. Они наблюдаются как в виде маломощных реакционных оторочек на границе с данбуритом (разрез 37), так и на значительном удалении от него по простиранию скарновой залежи или же в полосе тектонических трещин. Подобные особенности в пространственном размещении явлений гранатизации находят свое объяснение в исключительно инфильтрационном характере процессов при незначительной роли диффузии. Вот почему при исключительно широких масштабах самого процесса андрадитизации скарнов, мощности реакционных (диффузионных) оторочек исключительно малы. В то же время они прослеживаются на десятки и сотни метров за пределы зон массового отложения данбурита в направлении преимущественной инфильтрации послемагматических растворов. Именно с этим связана гранатизация целых слоев пироксенового скарна (разрез 34).

Строение послейных разрезов в верхней пачке третьего тела здесь не приводится, поскольку оно принципиально сходно с четвертым телом или отдельными частями средней пачки третьего тела. Отметим лишь, что здесь более широко развит гранатовый и гранат-данбуритовый скарн как по известнякам, так и по слоям кремнистых пород. Скарны пироксен-данбуритовые (пироксеновые скарны, полузамещенные данбуритом), соответствующие фланговой (апокремнистой) зоне, во многих частях тела отсутствуют. Это связано как с широко развитыми явлениями гранатизации пироксеновых скарнов в связи с отложением данбурита, так и с вытеснением пироксеновых зон тыловыми за счет прогрессирующего развития колонок боковой метасоматической зональности в среде, отличающейся существенным избытком известняков над кремнистыми породами.

Наиболее сложны детальные разрезы в метасоматитах, заместивших туфогенную пачку верхней перми (разрезы 8—22). В отличие от известняково-кремнистых и отчасти известняково-сланцевых пачек, где силикатный материал достаточно четко обособлен от известняков, в рассматриваемой пачке алюмосиликатное вещество часто находится в тесной смеси с кальцитом. Это явилось основной причиной отсутствия или предельной замаскированности правильной реакционной зональности. Поэтому выделенные слои метасоматитов не во всех случаях соответствуют метасоматическим зонам. Состав метасоматитов обычно контролировался составом пород, по которым они развивались. Со стороны туфов, туфогенных глинистых сланцев и других пород, лишенных

существенных количеств карбонатного вещества, обычно развиты калишпатовые (разрезы 11, 15) и кварц-калишпатовые (разрез 17) криптозернистые метасоматиты, которые в зоне контакта с карбонатными породами нередко замещены частично (разрез 19) или полностью эпидозитами (разрез 14). Последние иногда содержат в своем составе калишпат. Изредка отмечается образование своеобразных калишпат-диопсидовых (разрезы 9, 14) и кварц-калишпат-диопсидовых (разрез 21) метасоматитов. Менее характерно развитие глиноземистых гранатовых скарнов (разрезы 8, 22), по которым позднее были образованы эпидозиты, а по ним аксинитовые скарны в виде согласных или секущих метасоматических жил, содержащих реакционные оторочки метасоматического кварца (разрез 8). Иногда по кварц-калишпатовым метасоматитам развита достаточно интенсивная датолитовая минерализация (разрез 12).

По мере усложнения химического состава вмещающей среды становится все более и более разнообразным состав продуктов их метасоматического преобразования. Это хорошо видно на примерах метасоматитов, развитых по карбонатно-алюмосиликатным средам (карбонатизированные туфы, известково-глинистые сланцы и др.). Указанные породы представляли благоприятную среду для образования глиноземистых гранатовых скарнов, которые в свою очередь в соответствующих зонах замещались гранат-данбуриновым скарном или чистым данбурином (разрез 13). Характерно, что в связи с выделением данбурита, в зальбандах или чаще на продолжении слоев данбуритсодержащих скарнов отмечается развитие эпидозитов. Последние в свою очередь повсеместно замещены аксинитом (разрезы 9, 13). Изредка отмечаются пироксен-данбуриновые скарны, иногда непосредственно граничащие с гранат-данбуриновыми (разрез 17). Пироксеновые эпидозиты, обычно развитые в карбонатно-алюмосиликатных средах (разрез 20), при наложении аксинитовой минерализации были преобразованы в пироксен-аксинитовые скарны (разрез 21). По эпидозитам широко развиты согласные и секущие метажила аксинита, сопровождаемые зонами окварцевания (разрез 18). Наибольшая протяженность зон метасоматического окварцевания отмечается по простиранию в направлении выклинивания метасоматических жил аксинита.

Примечательно, что в рассматриваемых средах довольно часто развит датолит, который, очевидно, заместил эпидозит (разрез 16). Со стороны прослоев чистого известняка развит гранатовый и данбурит-гранатовый скарн (разрезы 19, 22).

Приведенными фрагментами послойных разрезов через отдельные участки скарновых тел, естественно, не исчерпано полностью все то многообразие, которое присуще рассматриваемому месторождению. Но основные черты строения сложных скарновых зон отражены с достаточной полнотой.

Закономерности пространственного размещения тех или иных разновидностей скарнов ярче выражены в тех скарновых залежах, которые формировались в однородной среде, а процессы последующих стадий минерализации не привели к существенному преобразованию скарновых силикатов. Необходимым условием развития правильной метасоматической зональности является также спокойное протекание скарнового процесса при отсутствии внутриминерализационных тектонических движений. Однако подобные условия редко обеспечивались в реальных скарновых месторождениях.

По совокупности проявленных геологических факторов данное месторождение формировалось в условиях, которые, способствуя интенсив-

ному протеканию процессов, тем самым значительно маскировали многие закономерности в отношении метасоматической зональности, стадийности. Поэтому закономерности, выявленные путем обобщения отдельных прерванных и искаженных звеньев процесса, показаны нами в наиболее общем виде. К факторам, искажающим и маскирующим основные закономерности в рассматриваемом месторождении, можно отнести: неоднородность литологического состава вмещающей среды; сочетание диффузионного и инфильтрационного перемещения компонентов; интенсивное развитие послескарновых стадий и, в частности борной; отсутствие единого для всего месторождения раствороподводящего канала; внутриминерализационные тектонические движения. Перечисленные факторы сами по себе благоприятны для интенсивного протекания процессов.

## ВЫВОДЫ

1. Рассмотренное месторождение сформировалось на значительном удалении от крупных интрузий в районе пневматолито-гидротермальных проявлений олова, вольфрама, бора. Характерна приуроченность месторождения к субвулканическим образованиям. Субвулканические дайки гранитоид-порфиров верхнего мезозоя находятся со скарново-рудными образованиями в парагенетической связи.

2. Тектонический контроль скарново-рудной минерализации осуществлен системой долгоживущих тектонических разрывов: сбросов, взбросов, сбросово-сдвигов. Борная минерализация наиболее интенсивно развита на некотором удалении от крупных тектонических разрывов, в зонах широкого развития оперяющих трещин высоких порядков.

3. Скарновая и борная минерализация совмещены пространственно. Между интенсивностью скарнообразования и борной минерализацией намечается тесная связь.

4. Тела известковых скарнов и скарноидов развиты в дислоцированных кремнисто-известняковых, сланцево-известняковых и туфогенных пачках среди экранирующих толщ песчано-сланцевых пород перми и триаса. Наиболее благоприятной средой для широкого развития скарнов, скарноидов и датолит-данбуритового оруденения явились слоистые кремнисто-известняковые пачки.

5. Размещение и состав борной минерализации контролируются составом вмещающих пород и тектонической подготовленностью участков. Благоприятной средой для данбурита явились биметасоматические скарновые зоны гранат-пироксенового состава, развитые на месте кремнисто-известняковых пачек. В начальные стадии данбурит развивался исключительно по слоям пироксеновых скарнов, позднее замещению подвергались также и гранатовые скарны. Среда эпидозитов и других алюмосиликатных пород неблагоприятна для развития данбурита.

В зонах активной инфильтрации химический контроль проявлен менее остро. На удалении от тектонических зон замещение носит острый избирательный характер. Сопутствующая данбуриту минерализация представлена андрадитом.

Главная масса датолита образована по данбуриту и за счет данбурита. Наиболее благоприятной средой для датолита являются волластонитовые скарны. Менее благоприятны пироксеновые и гранатовые скарны. Для аксинита наиболее благоприятна известково-глиноземистая среда. Сопутствующая аксиниту минерализация представлена эпидотом и калишпатом.

6. Данбуритовое оруденение тяготеет к главным каналам циркуляции послемагматических растворов. Аксиновые скарны, эпидозиты и

калишпатовые метасоматиты развиты преимущественно на удалении от зон данбуритового замещения.

#### ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение, М., 1957.

Королев А. В., Шехтман П. А. Главные итоги изучения структур рудных полей Средней Азии, Бюлл. научн.-иссл. работ (Средне-азиатский науч.-иссл. и минер. сырья), вып. 1, 1959.

Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., 1956.

П. К. ВОЛОДИН

#### **ХУСУСИЯТҲОИ ГЕОЛОГИ ВА БАЪЗЕ ШАРОИТҲОИ ҚОИГИРШАВИИ СИЛИКАТҲОИ БОРИ ВА БО ВАИ НАЗДИК БУДА МИНЕРАЛҲО ДАР ОҲАКСАНҒҲОИ СКАРНИ ВА СКАРНМОНАНДҲО**

Дар мақола баъзе хусусиятҳои геології оҳаксангҳои скарни қанданиҳои фойданоки аксинит, данбурит ва датолит нишон дода мешавад. Ин хусусиятҳо бо шароитҳои магматикӣ, тектоникӣ ва стратиграфияи район вобаста карда шудааст.

---

П. К. ВОЛОДИН

## ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ДЛЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАТОЛИТОВЫХ И ДАНБУРИТОВЫХ РУД СКАРНОВОГО ТИПА

Среди литологических критериев для поисков скарновых датолитовых и данбуритовых руд необходимо различать критерии, указывающие на возможности образования известковых скарнов, и критерии, предопределяющие развитие боросиликатной минерализации. Если первые вытекают из литологических особенностей исходной вмещающей среды, то вторые, будучи связаны с первыми, определяются уже особенностями состава и строения самих скарновых образований.

Это следует из того, что промышленная или наиболее значительная датолитовая и данбуритовая минерализация почти не выходит за пределы скарновых залежей, размещаясь в скарнах благоприятного состава. Боросиликатное оруденение за пределами скарновых залежей, хотя и отмечается многими исследователями, однако не имеет промышленного значения. Для наших целей целесообразно рассмотреть литологические факторы, способствующие образованию не только промышленных минералов—датолита и данбурита. В практике поисков не менее важны те отличительные особенности вмещающей среды, которые неблагоприятны для развития датолита и данбурита, но способствуют отложению аксинита. Последний во многих борных месторождениях сопутствует датолитовым и особенно данбуритовым рудам и потому может служить ценным индикатором на бор. Поисковое значение аксинита заключено еще в том, что он нередко распространен на значительно большей площади, чем датолитовые и данбуритовые руды, выходя далеко за пределы скарновых залежей.

Основная причина, определяющая преимущественную локализацию боросиликатного оруденения в скарнах, заключена в следующем. Как известковые скарны, так и боросиликатные руды сложены реакционными минералами, в составе которых принимают участие общие для тех и других компоненты вмещающей среды —  $\text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2$ . Указанными компонентами как раз наиболее богаты известковые скарны. Для аксинита, содержащего в своем составе помимо  $\text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2$  еще и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , более благоприятна поэтому алюмосиликатная среда. Имеются, однако, примеры, показывающие, что боросиликаты иногда развиты в породах, в которых отсутствуют некоторые из реакционных компонентов. Нередко в одном и том же месторождении боросиликатное оруденение развито в породах различного химического состава. Приведем некоторые примеры, показывающие особенности вмещающей среды, в которой зафиксировано образование данбурита, датолита и аксинита.

Данбурит помимо скарнов встречается в грейзенах, пегматитах, гидротермальных жилах. Отмечается образование данбурита и в экзогенных условиях (Яржемский, 1953; Ишниязов, 1960). Л. И. Шабынин, Н. Н. Перцев, С. В. Малинко (1964) указывают, что незначительная по

масштабу данбуритовая минерализация известна в магнезиальных бороносных скарнах, которые подверглись замещению известковыми скарнами. В известковых скарнах и скарноидах данбурит образует промышленные скопления. Несмотря на это он, однако, менее широко распространен в скарнах, чем датолит и особенно аксинит. Рассмотрим условия локализации данбурита в скарнах.

В одном из месторождений Средней Азии данбурит приурочен к залежам слоистых гранат-пироксеновых скарнов и скарноидов, развитым по кремнисто-известняковым сланцево-известняковым пачкам. Данбурит на указанном месторождении образован с замещением слоев или метасоматических зон, сложенных пироксеновым, гранат-пироксеновым и гранатовым скарнами. В редких случаях он замещает эпидозиты, диабазы, гранитоид-порфиры, кремнистые породы. Метасоматическое замещение известняков данбуритом не отмечается. Характерно, что в начальные стадии процесс протекал избирательно. Данбурит развивался преимущественно в слоях пироксеновых скарнов и скарноидов, образованных на месте силикатных пород. Позднее замещались также гранатовые скарны и даже эпидозиты. Таким образом, среда слоистых гранат-пироксеновых скарнов и скарноидов в смысле химического контроля оказалась благоприятной для образования данбурита на всем интервале его кристаллизации.

В датолитовом месторождении Дальнего Востока данбурит развит локально по инфильтрационным скарнам со стороны известняков. Ведущими минералами в составе указанных скарнов являются волластонит, геденбергит, андрадит. Характерно, что наиболее благоприятной средой для образования данбурита явились геденбергитовые скарны (Куршакова, 1961).

Литологический состав вмещающей среды, в которой отмечено образование датолита, отличается огромным разнообразием. Только для Урала, например, А. Е. Лисицын и С. В. Малинко (1963) отмечают развитие датолита в пироксен-гранатовых, волластонитовых и гранатовых скарнах, эпидозитах, околоскарновых породах, диабазовых порфиридах, кварцевых диоритах, порфиридах, известняках и туфопесчаниках. Как показывают материалы по отечественным и зарубежным месторождениям, датолит образуется как в генетической связи со скарновым процессом, так и вне его. Датолит, тесно связанный со скарновым процессом, локализуется или в самих скарновых телах или за их пределами. Датолит, не связанный со скарнами, встречается, главным образом, в жилах или в тектонических трещинах. В некоторых скарново-рудных месторождениях датолит сопутствует Fe—Cu—Zn—Pb оруденению. Однако промышленные месторождения датолита известны пока только в известковых скарнах, практически лишенных иного оруденения. Как характерную особенность в размещении датолитовых руд следует отметить приуроченность к экзоскарнам.

Датолитовое оруденение в одном месторождении Средней Азии отличается некоторыми особенностями. Прежде всего главная его масса образована путем замещения данбуритовых руд в процессе их гистерогенного разложения. Лишь некоторая часть датолита развита по салитовым, гранатовым и гранат-салитовым скарнам. Волластонит, ограниченно развитый на указанном месторождении, всегда интенсивно замещен датолитом.

На Урале датолит встречается или в качестве сопутствующего минерала в полиметаллических, марганцевых, железорудных скарновых месторождениях, как это отмечают В. В. Мельницкий (1957) и А. Е. Лисицын, С. В. Малинко (1963), или довольно интенсивно развит в зонах

безрудных скарноидов и скарнов. Преимущественную локализацию датолита в скарноидах Урала отмечают многие исследователи (Гетлинг, Савинова, 1959; Лисицын, Малинко, 1963). Причину более интенсивного развития датолита в скарноидах, а не в скарнах, в пределах одного и того же месторождения, А. Е. Лисицын и С. В. Малинко (1963) находят в том, что в скарноидах достаточно благоприятная среда в химическом отношении (присутствие  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$ ) и наряду с этим благоприятны физические свойства для развития трещиноватости. Указанные авторы отмечают, что в средах, где имеется только силикатный или только карбонатный материал, датолит развит слабо.

В. А. Дунаев (1959) отмечает, что для отложения датолита благоприятны светлые безрудные скарны и известково-глиноземистые скарноиды. Автор подчеркивает, что состав среды особенно важен для высокотемпературного датолита. Для низкотемпературного, развитого преимущественно в тектонических трещинах, состав среды не играет большой роли.

В месторождениях Дальнего Востока датолит отмечен в качестве сопутствующего минерала в полиметаллических рудах или развит самостоятельно, в стороне от скарново-полиметаллических месторождений. В последнем случае он образован преимущественно по волластонитовому скарну и менее по геденбергитовому и гранатовому. В этих условиях он тесно ассоциирует с апофиллитом, стильпномеланом, скаленоэдрическим кальцитом, дипирамидальным кварцем. Характерно, что апофиллит образован позднее главной массы датолита, а подавляющее количество водных силикатов железа замещаются датолитом (Мозгова, 1962). О приуроченности датолита Дальнего Востока к скарнам и ассоциации его с аксинитом, гранатом, геденбергитом, ильванитом, кальцитом, кварцем, сульфидами железа, меди, свинца отмечал в свое время С. П. Соловьев (1944). В связи с приуроченностью датолита к железистым скарнам И. М. Курман и В. В. Мельницкий (1955) в своих поисковых предпосылках выделили скарны с геденбергитом и андрадитом, как благоприятные для образования датолитовых месторождений.

Для Забайкалья Е. Ф. Мельницкая (1958) отмечает развитие датолита в виде прожилков среди окоლოსкарновых пород в зоне развития магнезиальных и наложенных известковых скарнов. Он ассоциирует с турмалином, аксинитом, а в жилках — с пренитом, кальцитом, пирротинном и пиритом, которые образованы ранее датолита. Сходный состав скарнов, к которым приурочена датолитовая минерализация, характерен и для некоторых других скарновых месторождений Кавказа, Крыма, Забайкалья, Урала, Казахстана, Средней Азии.

Аксинитовая минерализация в скарнах распространена намного шире, чем датолитовая и особенно данбуритовая. Аксинит так же чаще, чем датолит, встречается в качестве сопутствующего минерала в железорудных, меднорудных, свинцово-цинковых и марганцевых скарновых месторождениях. Почти повсеместно аксинит в скарновых зонах приурочен к эндоскарнам или глиноземистым скарноидам. Однако отмечается его образование также и в породах, не содержащих существенных количеств глинозема. Среди скарнов такими породами оказываются волластонитовые, пироксеновые и андрадитовые скарны. Следует отметить, что в месторождениях, где зафиксировано образование аксинита в безглиноземистой среде, главная его масса все же развита в глиноземистых породах.

В одном датолит-данбуритовом месторождении Средней Азии автором данной статьи неоднократно отмечались случаи развития аксинита по салитовому и андрадитовому скарну, а также по кальциту, за-

ключенному в ксеноморфных промежутках гранатовых и данбуритовых скарнов. Мы пришли к заключению, что глинозем привносился растворами из более глубоких зон, где благодаря более высокой кислотности протекали реакции с освобождением алюминия (андрадитизация глиноземистых пироксен-гранатовых скарнов, протекавшая впереди фронта данбуритизации; данбуритовое замещение глиноземистых эпидозитов и гранатовых скарнов и др.).

Н. Т. Кулкашев (1961) отмечает довольно широкое развитие аксинита в ряде скарновых месторождений Центрального Казахстана по волластонитовым, гранатовым и гранат-волластонитовым скарнам. Исходя из фактов приуроченности аксинита к различным средам, содержащим или не содержащим глинозем, Н. Т. Кулкашев делает вывод, что литологический состав пород не играет существенной роли при образовании аксинита. Этот вывод, однако, находится в противоречии с более многочисленными примерами преимущественной локализации аксинита в глиноземсодержащих породах. Вывод Н. Т. Кулкашева может быть справедливым для тех случаев, где аксинитовая минерализация контролировалась тектоническими трещинами.

Н. Н. Мозгова (1962), описав аксиниты, образованные по геденбергитовым скарнам и известнякам из месторождения Дальнего Востока, приходит к выводу, что примеры развития аксинита в безглиноземистой среде противоречат сложившемуся мнению большинства исследователей о тесной приуроченности аксинита к глиноземистым средам.

Образование аксинита по пироксен-гранатовым скарнам из отдельных районов Горной Шории отмечает В. М. Кляровский (1953). Аналогичные примеры, т. е. развитие аксинита по гранатовым скарнам с везувианом и без него, приводит В. А. Бабошин (1962).

С. П. Соловьев (1944) отметил образование аксинита в скарнах полиметаллического месторождения Дальнего Востока, содержащих датолит, гранат, геденбергит, кварц, кальцит, рудные. Примеры подобного рода можно было бы продолжить. Здесь важно подчеркнуть, что подавляющая масса аксинита, образованного в скарнах, всегда связана с наличием глинозема в замещенных скарнах, скарноидах и околоскарновых породах. При замещении аксинитом минералов, не содержащих глинозема, недостающие количества глинозема непременно заимствуются из близлежащих пород. Приведем некоторые примеры локализации аксинита в глиноземистых средах.

В известково-скарновом месторождении датолита и данбурита одного из районов Средней Азии аксинит развит преимущественно в глиноземистых средах: глиноземистых гранатовых и пироксен-гранатовых скарнах и скарноидах, эпидозитах, пироксен-полевошпатовых и полевошпатовых метасоматитах, дайках гранитоид-порфиоров, туфах, диабазах, глинистых сланцах, алевролитах и песчаниках.

В. А. Бабошин (1962) отмечает для Горной Шории характерную приуроченность аксинита к эпидозитам и везувиановым скарнам.

С. М. Курбатов (1941) для Хакасии указывает на развитие аксинита в слоистых глиноземистых скарноидах пироксен-гранатового состава с везувианом, альбитом, эпидотом. Указанный автор справедливо подчеркивает особую приуроченность аксинита к эпидозитам. Не отставливаясь на дальнейших примерах, отметим широкое развитие аксинита в глиноземистой среде скарнов и скарноидов во многих других районах Дальнего Востока, Урала, Казахстана, Кавказа и Средней Азии.

Рассмотрим особенности вмещающей среды, в которой зафиксировано образование боросиликатов за пределами скарновых залежей.

Преимущественную локализацию датолита за пределами зон скарнирования подчеркивают в своей статье И. Я. Баранов и Н. Г. Родзянко (1963). Датолит развит по изверженным породам с замещением полевых шпатов. В зонах скарнирования датолит распространен менее широко.

А. К. Яковлева (1961) указывает, что датолит встречен в жилах среди андезитовых порфиритов. В этих жилах он ассоциирует с прениитом, эпидотом, хлоритом. Датолит образован ранее хлорита, близко одновременно с прениитом, после магнетита, граната и эпидота.

Г. Ф. Анастасенко (1963) описал датолит из бассейна р. Курейки (Красноярский край), найденный по трещинам среди ороговикованных и скарнированных песчаников. Датолит в этих условиях ассоциирует с прениитом, апофиллитом, пластинчатым кальцитом. Развитие датолита за пределами скарнов, среди известняков, представляет исключительное явление, что справедливо подчеркнуто А. Е. Лисицыным и С. В. Малинко (1963).

Образование датолита в стороне от скарновых залежей среди апосланцевых эпидозитов, диопсид-полевошпатовых метасоматитов, основных эффузивов, часто в жилах совместно с кальцитом и аксинитом отмечается в датолит-данбуритовом месторождении Средней Азии.

Для Центрального Казахстана В. А. Соколов и В. А. Чевердин (1958) отметили образование аксинита на контакте со скарнами среди песчаников и туфов. Авторы отмечают, что аксинитизация пород отсутствует там, где нет поблизости скарнов. Аксинит наиболее удаленный от зон скарнирования встречается в трещинах, где он ассоциирует с калишпатом, кварцем, эпидотом, хлоритом.

В. К. Рябов (1959) описал аксинита среди осветленных кварцевых порфиров верхнего мела. Центральные части жил мощностью до 2 м слагаются аксинитом, кальцитом и кварцем. Жилы сопровождаются диопсид-гранатовыми оторочками.

Развитие аксинита по кварцевым песчаникам, туфоконгломератам, в мергелях среди известняков, в гранатизированных туфах вблизи скарнов с магнетитом отмечает Н. Т. Кулкашев (1961). Образование аксинита по зонам дробления среди гранитоидов, эпидозитов и эффузивных пород указывает В. А. Бабошин (1962). Аксинит в этом случае ассоциирует с кварцем, кальцитом, хлоритом и эпидотом.

В отдельных месторождениях Восточного Забайкалья аксинит на удалении от скарнов предпочтительно тяготеет к углистым сланцам (Талдыкина, 1960). Аксинит здесь приурочен к трещинам и ассоциирует с турмалином, пироксеном, калишпатом, хлоритом, кварцем и кальцитом.

С. П. Соловьев (1944) описал аксинит из трещин в глинисто-кремнистых сланцах на удалении от скарнов. Нередко аксинит предпочтительнее развит в среде, бедной кальцием. В скарнах Горной Шории, как отмечает В. А. Бабошин (1962), аксинит менее характерен, чем в изверженных породах, где он развит по плагиоклазу и роговой обманке. Во всех случаях он приурочен к зонам дробления.

Образование данбурита за пределами скарновых зон не характерно.

Таким образом, вне скарновых тел датолит и особенно аксинит обычно приурочены к зонам дробления. Породы, в которых отмечена датолитовая и аксинитовая минерализация, исключительно разнообразны, но чаще это оказываются те, в которых по физическим свойствам наиболее часто возникают разнообразные трещины. Масштабы датолитовой, аксинитовой и данбуритовой минерализации за пределами скарновых тел не имеют промышленного значения.

Боросиликатная минерализация, не связанная генетически со скарновым процессом, обычно представляет лишь минералогический интерес. Она известна во многих районах земного шара. Обычно и в этих условиях аксинит пользуется более широким распространением, чем датолит, уступая место лишь турмалину.

Р. Л. Шубладзе (1960) описал датолит из жил среди туфогенных эоценовых образований Грузии. Н. П. Холопов (1962) на примере одного района в Средней Азии описал датолитовую минерализацию, развитую в гранитоидном штоке, подвергнутом аутометасоматозу. Датолит развит по межзерновым пространствам плагиоклаза и биотита. Р. В. Гетлинг (1960) отмечает датолит, обнаруженный по стенкам пустот в диорит-порфирите.

Находки аксинита, не связанного со скарновым процессом, отмечают многие исследователи.

М. Ф. Беляков (1940) указывает, что в отдельных районах приполярного Урала аксиниты нередко приурочены к кварц-слюдистым сланцам, образуя секущие прожилки, либо приурочиваясь к пустотам в краях кварцевых жил. С. Юсупова (1956) описала кварцевые жилы с аксинитом, эпидотом, хлоритом, обнаруженные среди палеозойских сланцев Дарваза.

Ю. С. Соловьев (1956) отмечает аксинитовые жилы среди туфопесчаников Центрального Казахстана. Для Урала Ю. С. Соловьев (1950; 1955) описал находки аксинита, развитого по контакту диабазовой дайки и доломитизированного известняка, а также в виде жил среди кремнелых пород. Иногда аксинит встречается в жилах среди основных пород (Фоминых, 1961).

Не останавливаясь на дальнейших примерах, отметим, что аксинит в гидротермальных жилах встречается в Крыму, Грузии, Забайкалье, Швейцарских Альпах, Пиренеях, Финляндии, Японии, США (районы Верхних озер). Рассмотренные выше примеры позволяют выделить следующие основные особенности локализации боросиликатов.

Эндогенная минерализация данбурита, датолита, аксинита известна в формациях магнезиальных и известковых скарнов, грейзенах, пегматитах, минерализованных зонах и гидротермальных жилах.

В формации магнезиальных скарнов наиболее часто встречается аксинит, более редок датолит и весьма редок данбурит. Их образование неизменно связано с известково-скарновыми наложениями. Одним из необходимых условий развития боросиликатов является наличие во вмещающей среде достаточных количеств  $\text{CaO}$ ,  $\text{SiO}_2$ , а при образовании аксинита — также и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Масштабы боросиликатной минерализации в формации магнезиальных скарнов не имеют промышленного значения.

В формации известковых скарнов боросиликаты пользуются наиболее широким распространением. Они локализируются как в самих телах известковых скарнов и скарноидов, так и за их пределами. Данбурит развит с преимущественным замещением салитовых, геденбергитовых скарнов и скарноидов. Наиболее интенсивно данбурит развивался по салитовым и геденбергитовым скарнам. По мере развития процесса замещению подвергались также и гранатовые скарны. Менее интенсивно подвержены данбуритизации эпидозиты и глиноземистые гранатовые скарны. В связи с тектоническими трещинами данбурит иногда развит по кремнистым породам, гранитоид-порфирам и иным силикатным и алюмосиликатным породам. Известняки, даже если они содержат в себе достаточные количества кремнистого вещества, почти не замещаются данбуритом. Данбуритовое оруденение обычно не выходит за

пределы скарновых тел. Масштабы данбуритового оруденения в месторождениях известковых скарнов и скарноидов значительны.

Датолит наиболее интенсивно замещает волластонитовый скарн. Менее интенсивно развит датолит по салитовому, геденбергитовому и андрадитовому скарну. Достаточно широко проявлено датолитовое замещение скарноидов пироксен-гранатового, волластонит-пироксен-гранат-везувианового состава. Масштабы датолитовой минерализации в экзоскарновых зонах значительны и сопоставимы с масштабами данбуритового оруденения. Иногда датолит даже преимущественно тяготеет к эндоскарновым, околоскарновым породам и эпидозитам. Однако в подобных случаях масштабы датолитовой минерализации не достигают промышленных значений. Развитие датолита за пределами скарновых зон всегда сопряжено с тектоническими трещинами. В этих случаях датолит даже предпочтительнее развит в кислых средах (кремнистые породы, песчаники, гранитоиды и др.), что, вероятно, связано с большей способностью указанных пород, в силу их жесткости, к трещинообразованию. Менее интенсивно развит датолит по эпидозитам, порфирирам. Известняки, также как и для данбурита, представляют неблагоприятную среду для развития датолитовой минерализации. Масштабы датолитовой минерализации за пределами скарновых зон не достигают промышленных значений.

Аксинит в зонах скарнообразования локализуется преимущественно в эндоскарнах, околоскарновых породах, глиноземистых скарноидах с преимущественным замещением эпидота, везувиана, глиноземистого гранатового скарна, пироксен-полевошпатовых пород. Масштабы аксинитовой минерализации наиболее значительны в глиноземистых скарноидах. Аксинитовое замещение пород, не содержащих глинозема, развито незначительно. За пределами скарновых зон образование аксинита контролируется главным образом тектоническими разрывами и мало зависит от литологического состава пород (в смысле химического контроля).



Рассмотрим принципы, которые лежат в основе выделения характеристик вмещающей среды, благоприятной или неблагоприятной для развития эндогенного оруденения, в частности боросиликатного.

А. А. Королев (1951) среди прочих свойств вмещающей среды основное значение придавал анизотропии механических свойств, пластичности и хрупкости, компетентности слоев водоупорности, водопроницаемости, химической активности и инертности.

Д. В. Рундквист (1963), исходя из анализа взаимодействия гидротермальных растворов различной кислотности с теми или иными породами, показал, что оруденение локализуется преимущественно в химически неравновесной среде.

Г. В. Ициксон (1963), изучая оловорудное Хинганское месторождение, пришел к выводу, что химически контрастные вмещающие породы по-разному взаимодействуют с рудоносными растворами. В активной среде имеет место химическое взаимодействие с раствором. В результате этого физико-химические свойства раствора изменяются и наступает отложение руд. В инертной среде причина рудоотложения определяется геолого-структурными факторами. Характерно, что составы оруденения и сопутствующей минерализации различны для разных сред. Однако указанные принципы не приемлемы при определении особенностей вмещающей среды, благоприятной для боросиликатного оруденения, поскольку в составе борных руд принимают участие как компоненты вмещающей среды ( $\text{CaO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ), так и компоненты раствора.

Применительно к датолитовому и данбуритовому оруденению в свойствах вмещающей среды, по мнению автора данной статьи, должны заключаться: анизотропия механических свойств, хрупкость, проницаемость, химическая реагентность, оптимальное количество  $\text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2$  и отсутствие дополнительных компонентов, связанных с  $\text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2$  (своеобразии минерального состава).

Среди скарновых образований, в которых может локализоваться борное оруденение, наибольшей анизотропией обладают тела слоистых скарноидов. В них при тектонических деформациях чаще возникают обширные зоны трещиноватости, что способствует увеличению проницаемости. В этом смысле тела слоистых скарноидов более благоприятны, чем залежи массивных скарнов. Наличие оптимальных количеств  $\text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2$  не во всех случаях определяет благоприятные свойства вмещающей среды. Местные компоненты не всегда связываются в боросиликаты. Так, например,  $\text{CaO}$ , находящаяся в карбонате, не связывается в боросиликаты.

Причина в том, что анион  $\text{CO}_3^{-2}$  сильнее многих анионов борных кислот (Жариков, 1960). Поэтому данбуритовое и датолитовое оруденение практически не развито в известняках, даже если последние достаточно обогащены кремнеземом. При оптимальных соотношениях  $\text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2$  во вмещающей среде, важным условием является состав побочных компонентов, с которыми связаны указанные реакционные компоненты. Другими словами, важны особенности минерального состава вмещающей среды. Действительно, в салите и гроссуляре имеются достаточные количества  $\text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2$ . Однако в салите побочным компонентом, который должен выноситься из сферы реакции, является  $(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{O}$ , а в гроссуляре —  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Если первый относится к числу более сильных оснований, то второй — к слабым. Вытеснение  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$  может проходить при меньшей кислотности воздействующих растворов. Именно этим, по мнению автора, объясняются случаи, когда датолитовое или данбуритовое оруденение носит острый избирательный характер.

Химическая реагентность (замещаемость боросиликатами) вмещающей среды даже для одного и того же состава борного оруденения не является постоянной, а зависит от ряда физико-химических факторов, изменяется на протяжении борной стадии в одном месторождении или характеризуется своими особенностями в отдельных месторождениях.

Исходя из геохимических особенностей датолитового и данбуритового оруденения, а также некоторых положений физико-химии скарново-рудного процесса, разработанных Д. С. Коржинским (1953; 1964) и В. А. Жариковым (1960) среди известковых скарнов и скарноидов, нами выделены разновидности, отличающиеся различной замещаемостью датолитом и данбуритом. Все эти разновидности сведены в ряды убывающей или возрастающей реагентной способности в зависимости от относительных уровней кислотности (схема).

При установлении различий в меньшей или большей способности скарновых силикатов замещаться данбуритом или датолитом за исходное были взяты следующие положения.

1. Наблюдения над особенностями локализации боросиликатного оруденения в различных средах.

2. Выводы об относительных уровнях кислотности-щелочности растворов, из которых проходило образование данбурита и датолита. В послемагматическом процессе, согласно учению Д. С. Коржинского, всегда выделяется этап повышающейся и затем понижающейся кис-

**Замещаемость скарновых силикатов данбури́том и датолитом в условиях различной кислотности послемагматических растворов**

**I. Замещение данбури́том**

Диопсид

Диопсид волластонит

Диопсид волластонит салит

Диопсид волластонит салит геденбергит

Диопсид волластонит салит геденбергит андрадит

Диопсид волластонит салит геденбергит андрадит железистый эпидот

Диопсид волластонит салит геденбергит андрадит железистый эпидот  
везувиян гроссуля́р клинцоцонит

Рост  
кис-  
лот-  
ности

**II. Замещение датолитом**

Волластонит диопсид салит геденбергит андрадит железистый эпидот  
везувиян гроссуля́р клинцоцонит

Волластонит диопсид салит геденбергит андрадит железистый эпидот

Волластонит диопсид салит геденбергит андрадит

Волластонит диопсид салит геденбергит

Волластонит диопсид салит

Волластонит диопсид

Волластонит

Рост  
ще-  
лоч-  
ности

←————→  
замещаются труднее

лотности. В соответствии с этим скарново-рудный процесс по режиму кислотности—щелочности можно расчленить по крайней мере на три стадии: раннюю щелочную, стадию кислотного выщелачивания и позднюю щелочную.

В ранней щелочной стадии идет образование главнейшей массы скарновых силикатов. В стадию кислотного выщелачивания образуются разнообразные скарновые руды. Выделение главной массы аксинита, данбурита и датолита характерно для этой стадии. В стадии кислотного выщелачивания можно выделить две ветви: одну с повышающейся кислотностью, а другую — с понижающейся. Образование данбурита и аксинита, как это установлено автором при изучении датолит-данбури́тового месторождения в Средней Азии, протекало преимущественно метасоматическим путем в условиях нарастающей кислотности, начиная от конца ранней щелочной стадии (скарновой) до максимума кислотной стадии, соответствующей развитию сульфидного оруденения в скарнах. Другими словами, наиболее ранний и соответственно высокотемпературный данбу́рит выделялся из слабощелочных или слабокислых растворов, а наиболее поздний образовался из более кислых растворов. Если ранний данбу́рит развивался преимущественно в салитовых скарнах, то более поздний замещал также и гранатовые скарны, частично эпидозиты и некоторые другие алюмосиликатные породы. Во всех случаях данбу́рит выделялся ранее сульфидов.

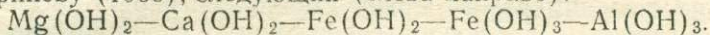
Образование главной массы датолита проходило в условиях понижающейся кислотности растворов, после выделения главной массы суль-

фидов железа, меди, цинка. Наиболее ранний датолит выделялся из растворов более кислых, чем поздний датолит. Во всех случаях характерна приуроченность датолита к волластонитовым скарнам, а в некоторых случаях также к пироксеновым, гранатовым и реже эпидозитам. Датолит из месторождения в Средней Азии развился преимущественно по данбуриту или за счет бора, заключенного в данбурите. Однако и в этом случае он развивался в условиях нарастания щелочности. Это доказывается тем, что при датолитизации данбурита избыточный кремнезем вытеснялся кальцитом.

3. Замещение тех или иных минералов датолитом или данбуритом определяется не только присутствием в их составе достаточных количеств  $\text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2$ , но главное способностью растворов выщелачивать избыточные или побочные основания.

Последовательность и состав переводимых в раствор избыточных или побочных оснований определяется кислотностью воздействующих растворов и направлением эволюции кислотности—щелочности. Более сильные основания выщелачивались растворами невысокой кислотности, более слабые — более кислыми растворами.

Ряд убывающей силы оснований, которые последовательно выносились из сферы боросиликатного замещения при росте кислотности, по В. А. Жарикову (1960), следующий (слева направо):



Реакционные компоненты, избыточные против тех количеств, которые связывались в боросиликаты, могли переходить в раствор при определенной направленности процесса:  $\text{CaO}$  — в условиях роста кислотности,  $\text{SiO}_2$  — при повышении щелочности.

4. Развитие данбуритового оруденения вместо аксинитового в глиноземистой среде могло протекать при условии не только достаточно высокой кислотности растворов, но и при низком  $\mu_{\text{Al}_2\text{O}_3}$ . Последнее обеспечивалось высоким  $\mu_{\text{B}_2\text{O}_3}$  и других подвижных компонентов в соответствии с правилом, установленным Д. С. Коржинским (1950).

5. Принято допущение, что эффекты объемных приращений, которые могли бы значительно препятствовать реакциям замещения, хотя и имели место (например, при замещении салита данбуритом), но они всегда компенсировались отрицательными объемными эффектами в синхронно протекавших реакциях.

6. В расчеты не брались реальные примеси (кварц, кальцит), присутствующие в составе скарнов.

В схеме даны наиболее распространенные скарновые силикаты. В каждой строке показаны те минералы, которые замещаются одновременно при определенном значении кислотности послемагматических растворов. Вертикальными стрелками показаны направления изменения кислотности и щелочности послемагматических растворов. Указанные изменения следуют развитию процесса во времени. При замещении данбуритом — это повышение кислотности, при замещении датолитом — повышение щелочности.

Каждый минерал, стоящий в строке правее, замещается при данных условиях кислотности—щелочности менее интенсивно.

Так как высокие уровни кислотности в крупных месторождениях датолита и данбурита обычно не достигались, наиболее благоприятными следует признать те среды, которые могли бы замещаться при самой низкой кислотности. Для датолита особо благоприятной средой тогда оказывается волластонитовый скарн, для данбурита — диопсидовый. Менее благоприятны геденбергитовые и андрадитовые скарны. Это, конечно, не исключает того, что в участках тектонически подготов-

ленных, т. е. при усиленной инфильтрации, интенсивному замещению могли подвергаться и менее благоприятные вмещающие породы.

Установленная зависимость замещаемости скарновых силикатов от кислотности растворов позволяет объяснить многие особенности локализации датолитового и данбуритового оруденения. Становится понятной причина избирательного характера данбуритового оруденения, присутствующего начальным моментам процесса (соответственно на флангах и верхушках месторождений, где растворы обладали меньшей кислотностью). В этих условиях замещению подвергались наиболее благоприятные в химическом отношении скарны диопсидового, волластонитового и салитового состава. По мере роста кислотности данбуритовое оруденение все более и более теряло черты избирательности, распространяясь на менее благоприятные вмещающие породы. Прогрессирующее развитие данбуритового оруденения, как следствие нарастания кислотности во времени и с приближением к источникам растворов, определяет перспективы данбуритовых месторождений на глубину.

Как следует из схемы, датолитовое оруденение в отличие от данбуритового неизбежно по мере развития процесса должно распространяться на все более и более благоприятные среды, которые обычно развиты в наиболее фланговых зонах экзоскарнов. Для полноты связывания бора на всем интервале борной стадии благоприятны тела слоистых безглиноземистых скарноидов, содержащих в своем составе волластонит, пироксен, гранат.

Для практики поисков, при прогнозных оценках тех или иных территорий имеют большое значение те зависимости, которые существуют между составом скарнов, благоприятных для оруденения, и составом исходных вмещающих пород. Однако подобные зависимости для инфильтрационных скарнов сложны. Можно отметить, что по чистым известнякам всегда развиваются скарны, достаточно благоприятные для борного оруденения (безглиноземистые гранатовые, пироксеновые и волластонитовые). В этом отношении выводы И. М. Курмана и В. В. Мельницкого (1955) заслуживают внимания. Указанные авторы в своих поисковых предположениях на датолит большое значение придавали чистым известнякам. Однако нельзя согласиться с представлениями авторов о том, что присутствие в известняках кремнезема якобы препятствует скарновому замещению. Многочисленные примеры показывают, что присутствие кремнезема в известняках, наоборот, способствует более широкому развитию скарновых силикатов.

Известно, что во многих месторождениях скарновым замещением охвачены не только чистые известняки, но и также силикатно-карбонатные среды. При тесном смешении силикатного и карбонатного вещества возникают породы, сходные по минеральному составу со скарнами, но отличающиеся отсутствием правильной реакционной зональности. Подобные породы давно по предложению Д. С. Коржинского принято называть скарноидами.

Скарноидные месторождения (равно и биметасоматические скарновые зоны) обычно отличаются значительными размерами, что в известной степени предопределяет и более значительные масштабы борного оруденения. Примечательно, что наиболее крупные залежи скарноидов развиты среди мощных экранирующих толщ песчано-сланцевых пород, на удалении от интрузий. Важно отметить, что состав скарноидов в отличие от скарнов находится в более определенной зависимости от состава вмещающей среды.

Влияние состава вмещающих пород на состав биметасоматических скарнов изучалось Д. С. Коржинским (1948; 1950), который пришел к

выводу, что количество силикатного материала в известняках способствует увеличению валового количества пироксенового скарна. Это положение наглядно подтверждается на известково-скарновом датолит-данбуритовом месторождении Средней Азии. В известняково-кремнистых пачках с преобладанием кремнистого вещества над известняком, пироксеновые скарны развиты более, чем гранатовые. При обратных соотношениях более широко развиты гранатовые скарны. Эти зависимости имеют большое поисковое значение.

Образование скарнов вне известняков, хотя и отмечено (Кляровский, 1956), но подобные явления уникальны. Поэтому в целом толщи, лишенные известняков, неблагоприятны для широкого развития скарнов.

## ВЫВОДЫ

Рассмотренные с физико-химических позиций характеристики среды, вмещающей боросиликатное оруденение, позволяют не только выделить благоприятные составы пород, но также наметить ряд критериев для оценок относительных масштабов борного оруднения в скарнах. Следует подчеркнуть, что литологические критерии, рекомендуемые для поисков бора, приобретают реальную поисковую ценность лишь с привлечением целого ряда других критериев и признаков. Поисковое значение имеют следующие литологические критерии.

Исходные среды, предопределяющие возможности развития скарнов и скарноидов, благоприятных для датолитового и данбуритового оруденения.

1. Особо благоприятны слоистые кремнисто-известняковые пачки, в которых кремнистое вещество преобладает над известняками (2:1) или находится с ним в примерно равных соотношениях.

2. Менее благоприятны пачки массивных известняков.

3. Неблагоприятны пачки известково-глиноземистых пород (мергели, известковые полимиктовые песчаники, туфы и др.). Они предопределяют возможности развития глиноземистых скарноидов, в которых обычно локализуется аксинит.

Скарновые образования.

1. Для развития данбурита особо благоприятны диопсидовые и салитовые слоистые скарны и скарноиды; слоистые волластонит-салит-гранатовые скарны и скарноиды, лишенные глинозема, достаточно благоприятны.

2. Менее благоприятны для развития данбурита залежи массивных скарнов салитового и особенно гранатового состава из фланговых зон.

3. Для датолита особо благоприятны фланговые зоны экзоскарнов волластонитового состава; достаточно благоприятны салитовые и гранатовые скарноиды, лишенные глинозема.

4. Менее благоприятны для развития датолита залежи массивных скарнов салитового и гранатового состава.

5. Неблагоприятны как для датолита, так и для данбурита глиноземистые скарноиды и особенно эндоскарны. В них преимущественно локализуется аксинит.

Во всех приведенных случаях размещения карбонатных пачек среди мощных толщ дислоцированных песчано-сланцевых пород предопределяет широкие масштабы скарново-рудного процесса.

Критерии для оценки относительных масштабов датолитового и данбуритового оруденения.

1. Отсутствие острой избирательности в размещении датолитовой минерализации, т. е. одновременное развитие датолита в благоприятных

и неблагоприятных в химическом отношении средах, служит критерием на широкие масштабы датолитового оруденения.

2. Признаки острой избирательности при развитии данбурита (локализация данбурита в диопсидовых и салитовых скарнах) предопределяет широкие масштабы как данбуритового, так и датолитового оруденения.

3. Приуроченность датолита исключительно к волластонитовым скарнам при наличии пород менее благоприятного и неблагоприятного состава служит отрицательным критерием на широкие масштабы датолитового оруденения.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Анастасенко Г. Ф. Датолит, пренит и апофиллит из басс. р. Курейки. Тр. Науч.-иссл. ин-та геологии Арктики, т. 133, М., 1963.
- Бабошин В. А. О турмалиновой и аксинитовой минерализации в Горной Шории. Тр. ВСЕГЕИ, № 73, петрогр. сб. № 4, Л., 1962.
- Баранов И. Я., Родзянко Н. Г. О связи датолитового оруденения с малыми интрузиями. Изв. Высш. уч. завед. «Геология и разведка», № 9, 1963.
- Беляков М. Ф. Находки аксинитов на приполярном Урале. Зап. ВМО, ч. 69, вып. 4, 1940.
- Гетлинг Р. В. Датолит района дер. Бодрак в Крыму и некоторые особенности его генезиса. Зап. ВМО, ч. 89, вып. 1, 1960.
- Гетлинг Р. В., Савинова Е. Н. О распределении бора в породах и скарновых минералах Вадимо-Александровского датолитового месторождения. (Турьинское рудное поле, Сев. Урал). «Геохимия», № 4, 1959.
- Дунаев В. А. О датолитовой минерализации в скарновых месторождениях Урала. «Геология рудных месторождений», № 4, 1959.
- Жариков В. А. Условия образования скарновых руд. В кн.: «Генетические проблемы руд» М., 1960.
- Ициксон Г. В. Влияние химически контрастных вмещающих пород на эволюцию взаимодействующего с ними рудоносного раствора. В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования т. 1, Прага, 1963.
- Ишниязов Д. Данбурит в гипсовой толще верхней юры. Докл. АН Уз. ССР, № 10, 1960.
- Кляровский В. М. Аксинит из Тельбесского района Горной Шории. Зап. ВМО, ч. 82, вып. 1, 1953.
- Кляровский В. М. Геолого-структурные условия локализации скарноворудных образований в Темир-Тельбесском районе Горной Шории. Тр. Горно-геол. ин-та (Зап.-Сиб. фил. АН СССР), вып. 17, 1956.
- Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Тр. ИГН, вып. 68, № 10, М., 1948.
- Коржинский Д. С. Факторы равновесия при метасоматозе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1950.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», М., 1953.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности при постмагматических процессах. В сб.: «Доклады советских геологов. Междунар. геол. конгр., 22-я сессия», М., 1964.
- Королев А. А. О значении вмещающих пород в образовании постмагматических месторождений. Тр. Ин-та геологии АН Уз. ССР, вып. 6, 1951.
- Кулкашев Н. Т. Аксиниты в скарнах Центрального Казахстана. Вестн. АН Каз. ССР, № 3 (192), 1961.
- Курбатов С. М. Аксинит из рудника «Юлия» Хакасской области. Докл. АН СССР, т. 30, № 5, 1941.
- Курман И. М., Мельницкий В. В. Борные провинции и опыт классификации борного сырья. Тр. Гос. науч.-иссл. ин-та горно-хим. сырья (ГИГХС), вып. 2, М., 1955.
- Куршакова Л. Д. Температурные условия боросиликатной минерализации. Сообщ. Дальневост. фил. АН СССР, вып. 14, 1961.
- Лисицын А. Е., Малинко С. В. К вопросам генезиса эндогенной борной минерализации на Урале. В сб.: «Минеральное сырье», вып. 8, М., 1963.
- Мельницкая Е. Ф. О датолитовой минерализации месторождения Железный кряж в Восточном Забайкалье. Тр. Гос. науч.-иссл. ин-та горно-хим. сырья (ГИГХС), вып. 4, М., 1958.

Мельницкий В. В. О боропроявлении в Тагил-Кушвинском районе Урала. Докл. АН СССР, т. 112, № 4, 1957.

Мозгова Н. Н. Об аксините и датолите из скарново-полиметаллических месторождений Дальнего Востока. Изв. АН СССР, сер. геол. № 4, 1962.

Рундквист Д. В. О влиянии химического состава вмещающих и подстилающих пород на развитие эндогенной минерализации. В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 1, Прага, 1963.

Рябов В. К. Аксинит хребта Эзоп. Сообщ. Дальневост. фил. АН СССР, вып. 10. Владивосток, 1959.

Соловьев С. П. К находке борсодержащих минералов (аксинита, датолита) в горах Сихотэ-Алиня на Дальнем Востоке. Зап. ВМО, ч. 73, № 4, 1944.

Соловьев Ю. С. Аксинит из Бакальского месторождения. Зап. ВМО, ч. 79, № 2, 1950.

Соловьев Ю. С. Находка аксинита на Саткинском месторождении магнезита. Тр. Горно-геол. ин-та (Уральский филиал), вып. 26, 1955.

Соловьев Ю. С. Аксинит некоторых месторождений Центрального Казахстана. Зап. ВМО, ч. 85, вып. 3, 1956.

Соколов В. А., Чевердин В. А. Распределение борных силикатов в одном из скарновых месторождений (Центральный Казахстан). Уч. зап. Гос. ун-та им С. М. Кирова, «Геология и география» т. 73, вып. 4, 1958.

Талдыкина К. С. Аксинит из месторождения Савинское № 5 в Восточном Забайкалье. ЗВМО, № 2 (89), 1960.

Фоминых В. Г. Находка аксинита на Копанском титано-магнетитовом месторождении на Южном Урале. Тр. Горно-геол. ин-та (Уральский фил.), вып. 56, 1961.

Холопов Н. П. Новый генетический тип датолита в Средней Азии. Уч. зап. САИГИСа, вып. 7, 1962.

Шабынин Л. И., Перцев Н. Н., Малинко С. В. Условия нахождения и диагностические признаки борных минералов скарновых месторождений. М., 1964.

Шубладзе Р. Л. Датолит из ущелья Бугамис-хви (окрестности г. Тбилиси). Тр. Кавказск. ин-та мин. сырья (КИМС), вып. 11, (4), 1960.

Юсупова С. Аксинит Дарваза. Докл. АН Тадж. ССР, вып. 15, 1956.

Яковлева А. К. Находка датолита в скарновом железо-рудном месторождении. Изв. Высш. уч. завед. «Геология и разведка» № 11, 1961.

Яржемский Я. Я. О процессах силификации боратových пород гипсовой шпалы Индерского подвятия. Докл. АН СССР, т. 88, № 5, 1953.

#### П. К. ВОЛОДИН

### ХУСУСИЯТҲОИ МУАЙЯН НАМУДАНИ ЛИТОЛОГИИ БАРОИ КАНДАНИҲОИ ФОЙДАНОКИ МАЪДАНҲОИ НАМУДИ СКАРНИ ДАТОЛИТ ВА ДАНБУРИТҲО

Дар мақола аз нуқтаи назари физика ва химия хусусиятҳои ҷинсҳои мобайнии кадоме, кидар дохили онҳо канданиҳои фойданок ҷойгир шудааст нишон дода шудааст.

Барои пайдо шудани канданиҳои фойданоки данбурит ва датолит шароитҳои маълум ҷудо карда, аҳамияти таҷрибавии он нишон дода шуда аст.

Ш. Х. РАХИМОВ

## СТРУКТУРА И МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУРУСАЙ-I (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КАРАМАЗАР)

Геологию и структуру верхних горизонтов месторождения Курусай-I изучали Б. Н. Наследов, К. Л. Пожарицкий, Е. Д. Капитонов, Е. П. Солюшкин, Ф. И. Вольфсон, А. В. Королев, Ю. И. Шихин, М. И. Монсева, В. Ф. Чернышев, В. Д. Сазонов, В. А. Жариков и другие исследователи. В последние годы, в процессе проведения геологоразведочных и эксплуатационных работ (В. С. Дегтярев и Ю. П. Рокотов) на месторождении установлено скрытое рудное тело и накоплен новый материал по условиям локализации оруденения на глубоких горизонтах.

В предлагаемой статье суммированы результаты геологических наблюдений автора в течение последних десяти лет на средних и нижних горизонтах с использованием некоторых данных по верхним горизонтам.

### Краткие черты геологического строения месторождения

Месторождение Курусай-I приурочено к юго-западному крылу крупной антиклинальной складки северо-западного простирания, развитой в пределах Акчагаль-Туранглинской гряды карбонатных отложений. Породы, слагающие площадь месторождения, по структурно-текстурным признакам, составу и размерам слагающих их зерен делятся на два типа. Мелко- и среднекристаллические известняки белого, иногда светло-серого, розоватого оттенков, с прослоями полосчатых известняков слагают северо-восточный тектонический блок, а крупнокристаллические голубовато-белые кальцитовые мрамора — юго-западный тектонический блок. Границей указанных пород служит Акчагальский разлом. Северо-восточный блок карбонатных пород разбит серией крутопадающих разрывных нарушений, которые по своей природе и относительному возрасту можно разделить на 4 группы: додайковые, дорудные, развившиеся в процессе оруденения и послерудные.

Додайковые нарушения имеют северо-западное, северо-восточное и субширотное простирание. Наиболее древним из них является Акчагальский разлом, вдоль которого внедрился шток диоритов, вытянутый в северо-западном направлении в соответствии с простиранием этого разлома. Вдоль разрывных нарушений северо-западного простирания получили распространение дайки авгитовых порфириров. По крутопадающим разрывам северо-восточного и близширотного направления последовательно внедрились кварцевые порфиры, диабазовые порфири-

ты и сферолитовые гранит-порфиры, а по пологопадающим нарушениям того же простирания — дайки кварцевых сиенит-порфира.

После смены плана деформации и возобновления движений в плоскости Акчагальского разлома в тектонических клиньях, возникших в результате расщепления разлома на две ветви и искривления его в плане, образовались трещины субмеридионального, северо-западного и северо-восточного направления, к которым приурочены рудные тела месторождения (Вольфсон, 1951).

Положение Акчагальского разлома хорошо устанавливается на поверхности и особенно в глубоких горизонтах месторождения по зоне брекчированных и окварцованных пород, сопровождающих его. На поверхности разлом проявляется в виде тектонического шва, сопровождаемого тектонической глиной трения, кальцитом и сульфидной минерализацией. От места расщепления на две ветви в районе рудного тела «Новое» одна ветвь разлома прослеживается почти прямолинейно по азимуту  $340-345^\circ$  с углом падения  $80-85^\circ$  на северо-восток. Другая ветвь вначале имеет простирание  $320-325^\circ$ ,  $\angle 80^\circ$  наклоненная к северо-востоку, а затем она постепенно и плавно меняет свое направление на почти меридиональное. Такое же простирание ветви разлома наблюдается и на глубоких горизонтах месторождения.

Дорудные трещины субмеридионального, северо-западного и северо-восточного направлений, развившиеся в тектонических клиньях между ветвями акчагальского разлома, в соответствии с элементами их залегания, на некоторой глубине от поверхности соединяются с главным тектоническим швом этого разлома. Кроме дорудных нарушений на минерализованной площади месторождения встречаются мелкие дорудные трещины различных направлений. Строение и пространственная ориентировка всех трещин отразилась и на морфологии рудных тел, которые с глубиной постепенно сливаются, образуя крупные трубообразные скарново-рудные тела с местными пережимами, раздувами и апофизами.

Среди разрывных нарушений различного происхождения достаточно отчетливо выделяются разрывы, проявившиеся в процессе минерализации. Они обычно вытянуты в северо-западном и субмеридиональном направлении, имеют крутые углы падения ( $75-80^\circ$ ). Исследования показывают, что перемещения отдельных блоков в пределах рудных тел вдоль этих нарушений не превышали 1—2 м. Эти нарушения выполнены минерализованными кварц-карбонатными жилами с вкрапленностью сульфидов.

Также как и разрывы, проявленные в процессе минерализации, послерудные нарушения, установленные во многих участках месторождения, не сопровождались сколько-нибудь значительными смещениями. Они обычно имеют северо-западное, реже субширотное простирание и обладают крутыми углами падения. Поверхность этих нарушений не минерализована, и амплитуда смещения примыкающих к ним блоков едва превышает 1,0 м.

Анализ трещинных структур в различных рудоносных районах указывает на предпочтительное развитие оперяющих трещин в участках изменения элементов залегания разломов и о частой приуроченности рудных тел к таким участкам.

Контакты интрузивных пород с карбонатными породами являлись ослабленными зонами, по которым легко проникали рудоносные растворы в верхние горизонты земной коры. Как показали наблюдения, на исследуемом объекте особенно благоприятными являются контакты северо-западного субмеридионального и субширотного направления, осложненные разрывными нарушениями соответствующего направления. Ло-

кализация рудных тел, кроме того, определяется мелкими дорудными разрывами, сопровождающими крупные разломы и возникшими в связи с перемещениями прилегающих блоков вдоль этих разломов. Упомянутые разрывные нарушения вытягиваются как вдоль контактов скарнов с известняками, так и внутри скарнов, а также вдоль контактов даек со скарнами.

### Морфология рудных тел

Рудные тела месторождения представлены разветвляющимися в направлении к поверхности рудными трубами, сложенными гранато-пироксеновыми, или пироксено-гранатовыми скарнами, с наложенным на них свинцово-цинковым оруденением. Они локализованы в тектонических клиньях, которые образовались в местах искривления, расщепления разлома, причленения к нему оперяющих его разрывов и в местах взаимного пересечения мелких сколовых трещин различного направления. На поверхности они представлены тринадцатью сближенными трубообразными рудными телами. Здесь и на верхних горизонтах они приурочены к трещинам различного направления в мраморизованных известняках. Последние вблизи выходов рудных тел скарнированы, окварцованы, местами слабо доломитизированы и анкеритизированы.

Рудные тела № 1—4, 8 приурочены к трещинам северо-западного простирания ( $320^\circ$ ,  $\angle 75-85^\circ$  СВ). Висячем боку рудного тела № 3 вскрыты полосчатые известняки, по которым развивалось свинцово-цинковое оруденение. В результате руды, слагающие упомянутые рудные тела, имеют полосчатое строение, обусловленное чередованием полос пирита, галенита, сфалерита и др. минералов, возникших путем замещения полосчатых известняков.

По рудным телам № 1 и 3 были установлены внутрирудные нарушения северо-западного простирания с падением к юго-западу под углом  $75-80^\circ$  (Вольфсон, 1951). По указанным нарушениям отдельные блоки рудных тел были перемещены на 1,5—2,0 м к юго-западу. О внутрирудных движениях вдоль этих нарушений свидетельствуют развитые в плоскости их сульфиды железа, свинца и цинка, ассоциирующие с кварцем и карбонатами.

Рудные тела № 6 и 10—13 контролируются разрывами почти меридионального простирания, падающими к востоку под углом  $65-75^\circ$ , а рудные тела № 5, 7 и 9 приурочены к трещинам северо-восточного и широтного направлений (рис. 1, а). Все перечисленные рудные тела сложены скарнами, преимущественно пироксенового состава с наложенной на них богатой сульфидной минерализацией. Скарновые минералы представлены темно-зеленым до черного мангангеденбергитом, салитом и небольшим количеством гранатов гроссуляр-андрадитового ряда. Основные сульфидные минералы — галенит, сфалерит, халькопирит — часто окислены и представлены англезитом, церусситом, смитсонитом, гидроцинкитом, малахитом, азуритом и др. В небольшом количестве в рудах находятся магнетит и гематит. Все 13 рудных тел месторождения, наблюдавшиеся в приповерхностных условиях, приурочены к трем системам трещин: северо-западного, меридионального и северо-восточного (до субширотного) простирания. В средней части верхних горизонтов было вскрыто всего лишь шесть рудных тел: № 1, 3, 4, 7, 8 и 13. При этом установлено, что рудные тела № 2, 4 и 9 соединяются с рудным телом № 3а, рудное тело № 6 соединяется с рудным телом № 1. Рудные тела № 10—12, имеющие очень пологое падение, сливаются между собой, а затем причленяются к рудному телу № 5,

которое, как показали горные работы, представляет собой апофизу рудного тела № 1. В целом все рудные тела месторождения оказываются разветвленными по восстанию, что обуславливается разветвлением разрывных нарушений, локализирующих эти рудные тела. Площадь назван-

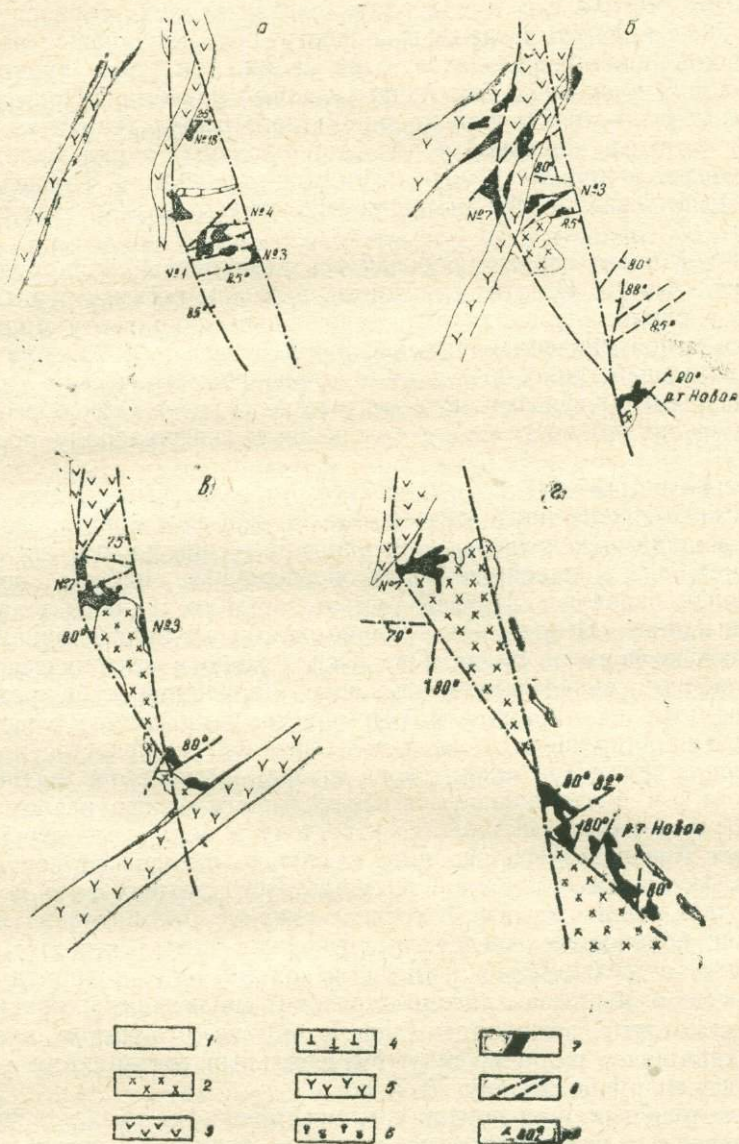


Рис. 1. Геологические планы различных горизонтов месторождения Курусай-1. а—геологический план 2 горизонта; б—геологический план среднего горизонта; в—геологический план верхней части нижних горизонтов; г—геологический план нижнего горизонта. 1—известняки, 2—диориты, 3—кварцевые порфиры, 4—авгитовые порфиры, 5—кварцевые сиенит-порфиры, 6—гранат-пироксеновые скарны, 7—рудные тела, 8—дизъюнктивные нарушения, 9—элементы залегания.

ных главных рудных тел, за счет слияния с другими, более мелкими, заметно увеличивается. С глубиной минеральный состав скарново-рудных тел меняется крайне постепенно и выражается в незначительном увеличении граната и в некоторых случаях магнетита, иногда несколько увеличивается пирит и халькопирит. Несколько меняются и условия локализации оруденения.

Если на поверхности и в верхних частях верхних горизонтов рудные тела № 7 и 13 приурочены к контакту дайки кварцевых порфиров, то с глубиной они оба отходят от этой дайки, при этом рудное тело № 7 переходит в всякий бок Акчагальского разлома. Примерно на этой же глубине вскрыты кровля диоритового штока (контакты которого с карбонатными породами слабо скарнированы) и ряд маломощных непротяженных даек (10—15 м) авгитовых порфиритов. Последние вытянуты по азимуту 300—320° и падают под углом 80—90° к юго-западу (рис. 1, б).

В нижней части верхних горизонтов установлены лишь рудные тела № 1, 3, 7, 8 и 13. На этих горизонтах первое и восьмое рудные тела сливаются в единое рудное тело, приурочиваясь к контакту мраморов с диоритами, и оба они соединяются с рудным телом № 7, образуя как бы единый рудный столб, имеющий в плане изометрическую форму с многочисленными апофизами. Рудное тело № 3 ведет себя обособленно, хотя ясно видно его постепенное склонение к северо-западу под углом 70—75°.

Примерно в 150—160 м к юго-востоку от известных рудных тел была обнаружена линза, протяжением около 2,5 м и мощностью 0,2—0,3 м, сложенная окисленными минералами — лимонитом, англезитом, церусситом и др. Дальнейшие геологоразведочные работы показали, что эта линза оказалась верхней частью скрытого рудного тела, получившего название «Новое». Это рудное тело с глубиной приобретает изометрическую форму в плане. Оно расположено в тектоническом клине, образованном приращением сколовых нарушений субширотного и северо-западного простирания к Акчагальскому разлому в участке изменения его простирания. На этих же горизонтах отмечается постепенное увеличение размеров диоритового штока, имеющего в плане удлиненную форму и вытягивающегося вдоль Акчагальского разлома. Рудное тело № 7 все более склоняется к востоку и полностью переходит в всякий бок Акчагальского разлома, несколько отходя от контакта с диоритами. При этом с глубиной площадь этого рудного тела постепенно продолжает увеличиваться. В составе скарнов преобладают гранаты, уменьшается количество галенита и сфалерита, почти исчезает магнетит и несколько увеличивается количество пирита и халькопирита.

Рудное тело № 13 постепенно переходит на контакт с кварцевыми порфирами, которые, имея падение около 85° на юго-восток, вплотную подходят к данному рудному телу. Минеральный состав этого рудного тела аналогичен рудному телу № 7.

«Новое» рудное тело в верхах средних горизонтов представлено тремя разобщенными различными по величине телами, которые приурочены к разрывам северо-западного и субширотного простирания, являющимися трещинами оперения Акчагальского разлома. За счет сближения этих нарушений в нижних частях средних горизонтов все три рудных тела сливаются, образуя в плане единое более крупное рудное тело изометрической формы. Оно несколько вытянуто в северо-восточном направлении по азимуту 20—30° и имеет вертикальные углы падения иногда со слабым северо-западным склонением. В составе скарнов пироксены преобладают над гранатами. Среди массивных галенит-сфале-

ритовых руд встречаются участки полосчатых руд. Наблюдается значительное увеличение пирита и пирротина.

Близ указанных рудных тел развиты полосчатые известняки (азимут простираения  $310-320^\circ$ ,  $\angle 65-85^\circ$  СВ) и дайки авгитовых порфири-тов. Незамещенные реликты последних довольно часто наблюдаются в рудных телах.

С верхов нижних горизонтов все рудные тела месторождения становятся приконтактовыми: рудное тело № 13 расположено висячем боку дайки кварцевых порфиров, № 7 — в клине, образованном Акчагальским разломом и диоритами; № 3 приурочивается к северо-восточному контакту диоритов, причем мощность его резко сокращается. Рудное тело «Новое» представлено двумя самостоятельными выходами изометрической формы, вытянутыми в плане в общем, в северо-западном направлении по азимуту  $310-320^\circ$ . Один из этих выходов располагается в висячем боку Акчагальского разлома (аз. простираения  $330^\circ$ ,  $\angle 80^\circ$  СВ). От разлома отходят многочисленные кальцитовые прожилки мощностью до 1 см, которые обычно пересекают хлоритизированную глинку трения и рудное тело (рис. 1, в).

Отмеченные рудные тела, кроме «Нового», сложены пироксено-гранатовыми скарнами, в которых развиваются преимущественно вкрапленные и гнездообразные скопления галенит-сфалеритовых руд с весьма незначительным количеством минералов железа (магнетита, пирита и др.). Заметно увеличивается количество халькопирита.

Рудное тело «Новое» сложено в основном гранатовыми скарнами с массивными галенит-сфалеритовыми рудами, среди которых встречаются участки полосчатых руд. По сравнению с предыдущими горизонтами продолжает увеличиваться количество пирита и пирротина в рудах, при этом магнетит практически исчезает.

На одном из нижних горизонтов в районе рудного тела № 7 и «Новое» вскрыт Акчагальский разлом. В зоне разлома отмечаются различные обломки карбонатных пород, кальцит (до 20 см), хлорит (до 5 см) и сульфидная минерализация. К плоскости разлома ориентированы под тупым углом многочисленные кальцитовые прожилки, по простраивенной ориентировке которых можно судить об имевших место перемещениях по этому разлому.

Основные рудные тела № 7 и «Новое» залегают в висячем боку разлома, на северо-западном контакте штоков диоритов. Рудное тело № 7 характеризуется вкрапленным и гнездообразным скоплением галенит-сфалеритовых руд в пироксено-гранатовых скарнах.

Рудное тело № 13 представлено тремя небольшими линзообразными телами у контакта дайки кварцевых порфиров. Эти тела контролируются пологопадающими трещинами близширотного простираения и имеют тенденцию к слиянию с рудным телом № 7, от которого они отделены зоной безрудных гранато-пироксено-эпидотовых скарнов.

В строении рудного тела «Новое» наблюдается некоторая горизонтальная зональность: весь юго-восточный фланг его сложен массивными пирит-пирротиновыми рудами, которые секутся маломощными мономинеральными галенит-сфалеритовыми прожилками и жилами. Северо-западный фланг представлен массивными галенит-сфалеритовыми рудами, в которых довольно много халькопирита, встречается пирит, пирротин и другие сульфиды. Из скарновых минералов преобладают гранаты.

Роль тектонических нарушений и их влияние на морфологию рудного тела хорошо видны на примере рудного тела «Новое» (рис. 1, г). Взаимное пересечение трещин различного направления способствует ус-

тупообразному изменению мощности рудного тела. Некоторые из трещин выполнены хлоритизированной глиной трения мощностью до 1 см. Такие трещины ограничивают распространение оруденения, являясь как бы экраном на пути движения рудоносных растворов (рис. 2). При изучении рудных тел месторождения были установлены многочисленные послерудные кальцитовые и кварц-кальцитовые жилы мощностью до 10—20 см. Обычно они ориентированы в северо-восточном направлении по азимуту 55—75° и падают к СЗ и ЮВ под углом 75—85°.

### Структурные условия локализации оруденения

Из установленных на поверхности тринадцати рудных тел, рудное тело № 13 ведет себя обособленно, а остальные рудные тела, как уже отмечалось сливаются с рудным телом № 7, образуя второе трубообразное тело. Скрытое рудное тело «Новое» располагается к юго-востоку тела № 7. Таким образом, на глубоких горизонтах месторождения Курусай-1 получили развитие три основных рудных тела, на которых седьмое и тринадцатое рудные тела обладают общими морфологическими особенностями и имеют тенденцию к объединению.

Горизонтальные сечения названных рудных тел в плане имеют изометрические очертания. На верхних горизонтах характеризуемые рудные тела залегают в известняках и контролируются разрывными нарушениями. С глубиной они в основном переходят на контакт диоритов (рудные тела № 7 и «Новое») и кварцевых порфиров (рудное тело № 13, рис. 3). Свинцово-цинковое оруденение, слагающее рудные тела, пространственно тесно связано со скарнами. Кроме того, свинцово-цинковое оруденение развивается с кварц-карбонат-сульфидными и карбонатными жилами. Однако ведущее значение имеют скарны, определяющие форму, условия локализации и характер оруденения (Сазонов, 1962; Рахимов, 1965).

Для кварцевых порфиров, авгитовых порфиритов и кварцевых сиенит-порфиров средняя мощность скарнов не превышает 1 м, и скарново-рудные образования в связи с этими породами не представляют практического интереса. На контакте с диоритами средняя мощность скарнов на всех горизонтах всегда больше 1 м. Эти породы оказываются наиболее благоприятны для локализации оруденения. Все рудные тела месторождения на средних и нижних горизонтах тяготеют к контакту с диоритами.

Наибольших мощностей скарновые зоны пироксен-гранатового состава достигают в участках контактов диоритов с известняками, осложненных дайками авгитовых порфиритов. Последние часто ориентированы под острым углом к контакту. Образующиеся в таких случаях скарновые зоны имеют сложную морфологию и представляют собой сочетание нескольких зон скарнов, развившихся вдоль серии параллельных контактов. Наибольшее количество трещин, вмещающих доскарновые дайки, характеризуются почти меридиональным простиранием и крутыми углами падения. Благоприятными для образования мощных и морфологически сложных зон скарнов на контакте диоритов с известняками оказываются контакты с северо-восточным и северо-западным простиранием и углами падения в пределах 60—70°. Подобные сложные зоны оказываются одновременно и наиболее благоприятными для образования пироксеновых скарнов, что связано с обилием выступов известняка в скарнах. В пределах контактовых зон отдельных интрузив-

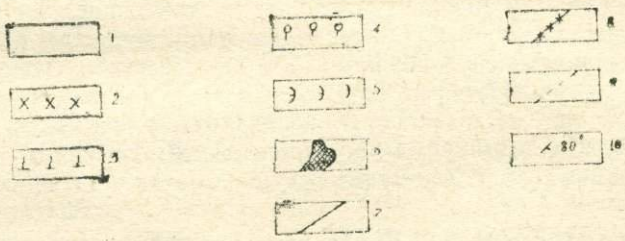
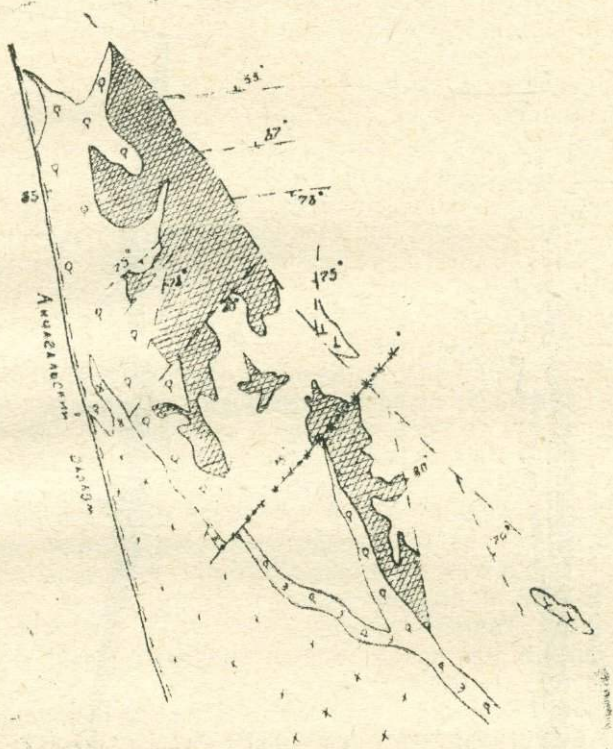


Рис. 2. Геологический план рудного тела «Новое» на одном из нижних горизонтов. 1—известняки, 2—диориты, 3—авгитовые порфириды, 4—гранатовые скарны, 5—эпидозиты, 6—рудное тело, 7—дорудные разрывные нарушения, 8—внутрирудные нарушения, 9—послерудные сколовые нарушения, 10—элементы залегания.

ных массивов благоприятными участками для нахождения пироксеновых скарнов являются также крупные реликты известняков в скарнах, контакты скарнов и даек авгитовых порфиритов, не успевших нацело заместиться скарнами, и, наконец, пологие контакты алюмосиликатной породы с известняками.

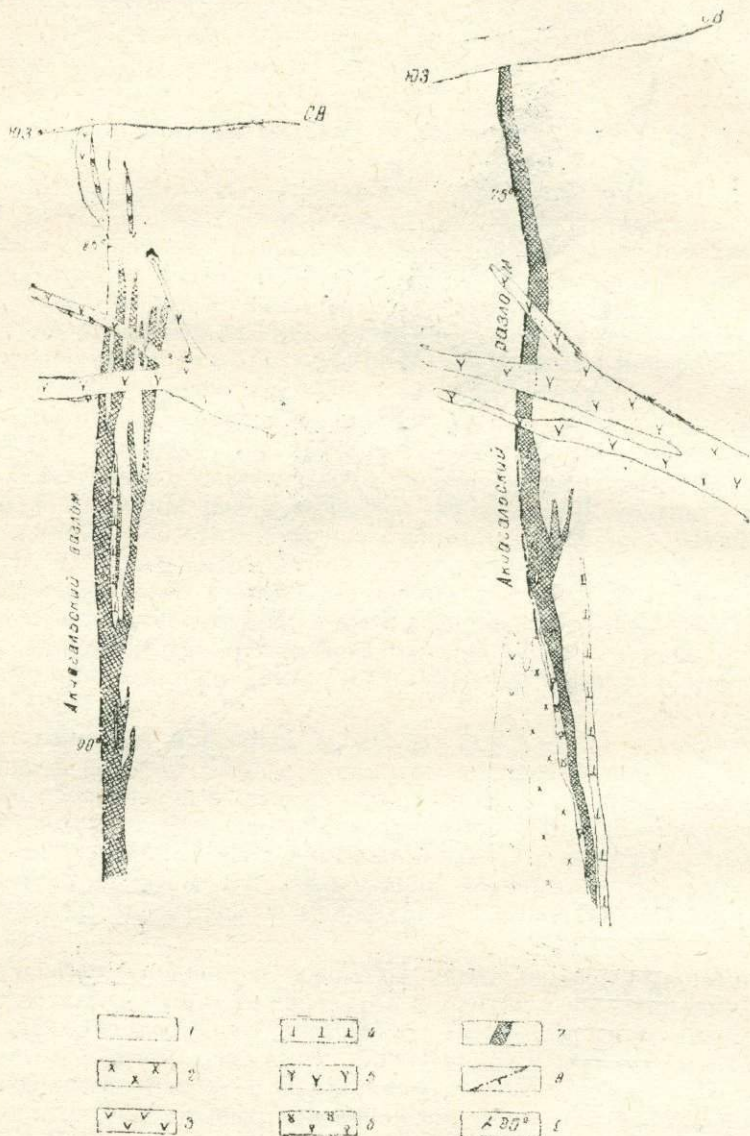


Рис. 3. Схематические геологические разрезы через рудные тела № 7 и «Новое». 1—известняки, 2—диориты, 3—кварцевые порфиры, 4—авгитовые порфиры, 5—кварцевые сиенит-порфиры, 6—гранито-пироксеновые скарны, 7—рудные тела, 8—дизъюнктивные нарушения, 9—элементы залегания.

В размещении скарнов и оруденения существенная роль принадлежит и физико-механическим свойствам горных пород.

В мелко- и среднекристаллических известняках северо-восточного блока известняков, обладающих довольно низкой пористостью (0,3—

1,0%) содержания свинца, цинка, меди, серебра, никеля и кобальта постоянны и составляют тысячные доли процента. Но уже в скарнированных разностях этих пород (пористость достигает 1,40%) содержания указанных элементов увеличиваются в основном на порядок. В полосчатых известняках, имеющих в среднем пористость около 1,40%, содержания химических элементов близки к скарнированным известнякам. При этом во многих пробах, взятых по этим породам, устанавливается молибден в десятых долях процента при полном отсутствии никеля и кобальта.

В интрузивных породах, пористость которых занимает промежуточное положение между карбонатными породами и скарнами, содержание свинца составляет тысячные доли процента. Цинк, в таких же количествах присутствуя в диоритах и авгитовых порфиритах, отсутствует в кварцевых порфирах и кварцевых сиенит-порфирах. В последних содержание меди, серебра, никеля и кобальта на порядок меньше, чем в диоритах и авгитовых порфиритах. Молибден в этих породах, за исключением кварцевых сиенит-порфиров, содержится в тысячных и десяти-тысячных долях процента. На контактах с авгитовыми порфиритами, с кварцевыми порфирами и кварцевыми сиенит-порфирами, обладающими довольно низкой пористостью, мощность скарных зон значительно меньше, чем на контакте с диоритами, которые обладают пористостью примерно в два раза больше, чем у указанных выше интрузивных пород.

В скарнах пористость заметно возрастает от 1,12—1,22% в эпидотовых разностях до 4,06—16,00% в пироксеновых, что имеет решающее значение для процесса рудоотложения. Так, в эпидозитах свинцово-цинковое оруденение практически отсутствует, в то время как в пироксеновых скарнах оно достигает промышленного содержания. При одинаковых содержаниях свинца, цинка, серебра, никеля и кобальта в гранатовых, гранато-пироксеновых и пироксеновых скарнах, в эпидозитах содержания свинца, меди и серебра падают более чем на два порядка, а цинк вообще в них отсутствует. Тринадцать описанных рудных тел, выходящих на поверхность, контролируются искривленным интервалом Акчагальского разлома, приоткрывшегося в результате перемещения известняковых блоков. В этом изгибе кроме того развиты взаимнопересекающиеся дизъюнктивные нарушения северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простираний, большинство из которых являются трещинами оперения указанного разлома.

С глубиной ведущую роль начинают играть параллельно ориентированные разрывы вблизи контакта диоритов с известняками, по которым развиваются скарны. Скрытое рудное тело «Новое» контролируется участком расщепления Акчагальского разлома на две ветви, от которых отходят многочисленные оперяющие трещины; с глубиной важную роль приобретает также контакт диоритов и карбонатных пород, осложненный разрывами.

Помимо перечисленных факторов, в той или иной степени влияющих на локализацию рудных тел месторождения, важную роль играет соприкосновение блока кальцитовых мраморов и роговиков (полосчатых мраморов). При движении этих блоков вдоль Акчагальского разлома образовались приоткрытые участки, выполненные брекчией, которая легко подвергалась замещению постмагматическими и рудоносными растворами. Этому немало способствовали ориентированные параллельно или под острым углом к простиранию поверхности разлома, многочисленные дорудные дайки и полосчатые известняки, осложненные дизъюнктивными нарушениями.

## ВЫВОДЫ

На месторождении Курусай-1 основным рудоконтролирующим нарушением является Акчагальский разлом и оперяющие его разрывные нарушения северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простирания с крутыми углами падения. Формы рудных тел обуславливаются строением разрывных нарушений, которые вмещают и контролируют эти тела. Все наблюдавшиеся на поверхности 13 рудных тел приурочены к указанным разрывным нарушениям. С глубиной они постепенно сливаются в единое трубообразное рудное тело, что связано с причленением указанных рудоносных дизъюнктивных нарушений к Акчагальскому разлому.

В верхних, и частью на средних горизонтах, охарактеризованные рудные тела залегают в известняках. Однако с глубиной они переходят на контакт диоритов и кварцевых порфиров с мраморизованными известняками. Этот контакт, будучи осложнен разрывом, падает под углом  $80-85^\circ$  на восток. Рудные тела, распространяясь вдоль контакта, склоняются к юго-востоку по азимуту  $125-135^\circ$ . К юго-востоку от описанных рудных тел, в зоне Акчагальского разлома, в результате его расщепления образуется другой тектонический клин, в пределах которого залегают рудное тело «Новое», не имеющее выхода на земную поверхность. Вытягиваясь вдоль разлома и оперяющих его трещин, это тело выклинивается по восстанию, в средней части верхних горизонтов, не доходя до поверхности порядка 120 м. На средних горизонтах оно разветвляется на ряд отдельных ветвей, а затем при переходе на более глубокие горизонты приобретает в плане изометрическую форму.

Таким образом, на месторождении Курусай-1 ясно намечается вертикальная зональность структурных факторов в размещении рудных тел. Эта зональность заключается в следующем: на поверхности и близповерхностных условиях рудные тела локализованы в участках изменения элементов залегания разлома и в местах его разветвления, а также приурочены к оперяющим трещинам, развитым между двумя ветвями разлома. С глубиной, за счет слияния мелких рудоконтролирующих трещин с крупным разломом, рудные тела размещаются в зоне этого разлома, на контакте карбонатных и алюмосиликатных пород.

## ЛИТЕРАТУРА

Вольфсон Ф. И. Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений Западного Карамазара. 1951.

Рахимов Ш. Х. Некоторые особенности геологической структуры месторождения Курусай I. Узб. геол. журнал № 2, 1965.

Сазонов В. Д. Геохимическая и физико-химическая характеристика процессов гипогенной минерализации Курусайского рудного поля. Тр. ин-та геологии АН Тадж. ССР, т. VI, 1962.

Ш. Х. РАХИМОВ

### СТРУКТУРА ВА ШАКЛИ ЧИНСҲОИ МАЪДАНИИ КОНИ КУРУКСОИ-1 (ЧАНУБУ ҒАРБИИ КАРОМАЗОР)

Дар мақола материалҳо онд ба шароитҳои геологӣ-структуравии маъданҷойгиршавӣ дар табақаҳои поён ва миёнаи қон оварда шудааст.

Т. И. НОВИКОВА, Ю. А. ШУЛИКОВСКАЯ

## ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ ДЖИЖИКРУТСКОГО РУТУНО-СУРЬМЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ИЗМЕНЕНИЕ ИХ В СВЯЗИ С ГИДРОТЕРМАЛЬНЫМИ ПРОЦЕССАМИ

Особенностью Джижикрутского месторождения является большое разнообразие вмещающих пород. Оруденение локализуется во всех палеозойских породах, слагающих площадь месторождения (рис. 1). В нижнеюрских базальных конгломератах, лежащих с резким угловым несогласием на размытой поверхности палеозоя, содержатся обломки гидротермально измененных пород с оруденением. Изверженные породы представлены лишь небольшим изометрическим выходом порфирита в левом борту р. Джижикрут.

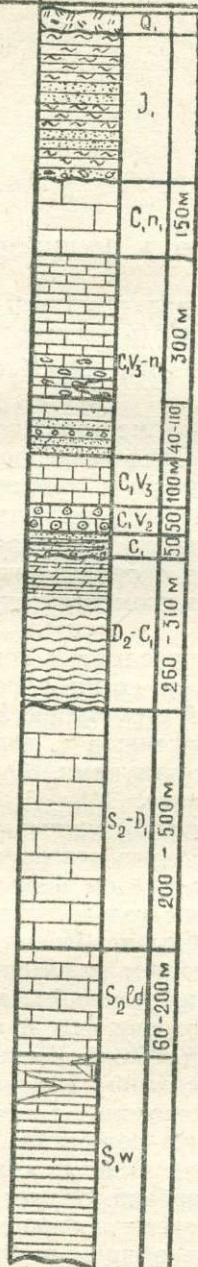
Джижикрутское рудное поле находится вблизи крупного регионального разлома, протягивающегося на сотни километров. Этот разлом, вероятно, является рудопроводящей структурой. Широкие и диагональные разрывные нарушения, сопряженные с региональным разломом, явились рудораспределяющими структурами. Они отчетливо контролируют размещение оруденелых участков.

Основной пликативной структурой рудного поля является мульдообразная синклиналиальная складка с осью, вытянутой в широтном направлении. В западном окончании ее, в правом борту р. Джижикрут, наблюдается вздымание ее оси вследствие усложнения антиклинальным перегибом. Здесь широко развиты зоны дробления, явившиеся в участках приращения их к рудораспределяющим разрывным структурам местами локализации оруденения. Различаются межформационные и внутриформационные зоны дробления с образованием пластообразно-линзообразных и жилообразных тел брекчий. Межформационные брекчии развиты преимущественно в зоне несогласного контакта карбонатных пород (известняков и доломитов) со сланцами. Внутриформационные зоны дробления широко развиты в толще доломитов. Имеются они и в других породах — сланцах венлока, кремнистых сланцах девона — нижнего карбона, песчаниках нижнего карбона. Оруденение в пределах тел минерализованных брекчий распределено неравномерно. Оно приурочено к участкам повторного дробления в виде вкрапленности, сети мелких прожилков и гнезд.

Для описываемого месторождения характерна многоярусность оруденения, возникшая благодаря пересечению рудораспределяющими структурами нескольких горизонтов брекчированных пород. Рудные участки месторождения, именуемые «Нижний», «Левобережный», «Основной», «Центральный», «Верхние рудные выходы», «Четвертый рудный выход», располагаются на гипсометрических отметках от 2170 до 2675 м, т. е. на расстоянии более 500 м по вертикали.

ПОСВЯЩЕНИЕ  
ОРУДЕНЕНИЯ В РАЗРЕЗЕ

РАЗРЕЗ ПОРОД



ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

глисто-глинистые сланцы  
песчаники, в основании  
кангломераты

известняки

известняки известковистые  
песчаники кангломериты

песчаники, сланцы,  
кангломераты, в верхней  
части - известняки

известняки

известняки  
базальные кангломериты  
и кисловатые песчаники

черные триптитовидные  
сланцы, в верхней части  
кремнистые сланцы,  
известняки.

массивные светлые  
известняки

черные пластовый  
доломиты

серо-зеленые сланцы

Рис. 1. Размещение ртутно-сурьмяного оруденения в разрезе пород Джижикрутского месторождения.

На Джижикрутском месторождении известно около 80 минералов, относящихся к трем генетическим группам: 1) минералы вмещающих пород, 2) минералы гидротермального происхождения, 3) минералы зоны окисления.

Минералы гидротермального происхождения включают<sup>1</sup>: а) жильные — кварц, серицит, кальцит, доломит, кварцин, халцедон, анкерит, хлорит, каолин, диксит, монотермит, флюорит, барит, альбит; б) рудные — антимонит, киноварь, пирит, марказит, реальгар, аурипигмент, сфалерит, халькостибит, бергтерит, валентинит, сернаромнит, метациннабарит, гематит, маггемит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, галенит.

На основании изучения взаимоотношений минералов и текстурных особенностей руд выявлена стадийность минералообразования. Перечисленные минералы возникли в четыре стадии минерализации и образуют четыре минеральных комплекса, включающих парагенетические минеральные ассоциации с меняющимся качественно-количественным соотношением минералов. Изучение гидротермально-метасоматических изменений в связи с отдельными стадиями минерализации в значительной степени осложняется пространственным совмещением разновозрастных минеральных ассоциаций.

Различная геологическая позиция рудных тел и большое разнообразие вмещающих пород являются благоприятными для выявления роли вещественного состава пород на характер гидротермально-метасоматического процесса и его химизм. Изучение гидротермально-метасоматических изменений, кроме того, приобретает большую актуальность в связи с поисками скрытого оруденения.

В геологической литературе сравнительно мало работ, посвященных этому вопросу в связи с образованием ртутно-сурьмяных месторождений (Сургай, 1954, 1957; Мудрогина, Насыбулин, 1961; Федорчук, 1964) и еще меньше работ, оценивающих количественную сторону процесса (Новикова, 1959; Панов, 1960; Федорчук, 1969).

Материал для изучения отбирался нами вкрест минерализованных пологих пласто-линзообразных зон и по простиранию их. Минерализованные трещинные зоны — вероятные пути следования гидротермальных растворов — прослеживались вкрест и по восстанию. При отборе материала учитывалось непостоянство состава исходных пород, особенно терригенных. Химические анализы пород были выполнены в лабораториях Института геологии (г. Душанбе) и Министерства геологии УзССР. Результаты анализов пересчитаны по окисно-объемному и атомно-объемному методам. Аргументация методов и техника пересчета детально рассматриваются в работах Н. И. Наковника (1958, 1964) и В. А. Рудника (1962). Оба эти метода, как убедительно показано в названных работах, являются достаточно простыми и достоверными для выяснения химизма процесса и миграции вещества при гидротермальном преобразовании пород. Причем наиболее удобен атомно-объемный метод (Рудник, 1962), так как он дает возможность судить о поведении отдельных элементов в ионной форме (катионы, анионы, комплексные анионы), т. е. в наиболее вероятной форме их миграции (Бетехтин, 1955; Щербина, 1956). Ввиду отсутствия отдельных определений закисного и окисного железа некоторые анализы не могли быть пересчитаны по атомно-объемному методу и рассчитывались по окисно-объемному методу. Ниже рассматриваются отдельные породы и гидротермально-метасоматические изменения их.

### Серо-зеленые сланцы $S_1 w$

Эти породы пользуются очень широким распространением в районе месторождения, слагая большие площади. Они подстилают долами-

<sup>1</sup> Перечислены по степени распространенности.

ты лудлова на Центральном и Нижнем участках, а также в виде широтно-вытянутой полосы прослеживаются в левом и правом бортах реки, примыкая с юга к площади с известными рудными телами. По минеральному признаку и соотношению главных минералов при детальном исследовании среди них может быть выделено много разновидностей — кварцево-серицито-хлоритовые, кварцево-хлорито-амфиболовые и др. Помимо перечисленных минералов, определяющих название породы, в них обычными являются кальцит, плагиоклазы; из аксессуарных минералов встречаются апатит, турмалин, циркон, рутил, сфен. Состав и структура породы значительно меняются даже на небольшом расстоянии. Описываемые сланцы характеризуются широким развитием послойных жил и линзовидных тел молочно-белого сливного кварца, располагающихся по напластованию и в местах изгиба пластов. В ряде случаев наблюдается значительное количество линзовидных обособлений, создающих впечатление раздробленных четковидных жил. Размер отдельных линз от 5—10 до 25—30 см, редко до 1 м длины. В кварце встречаются вкрапления серицита, апатита, рутила, пирита, гематита. Послойные линзы кварца широко развиты в описываемых сланцах и за пределами месторождения. Аналогичные образования кварца чрезвычайно характерны для силурийских сланцев Зеравшано-Гиссарской горной системы и прилегающих к ней территорий (Бабаев, 1949). Количество описываемого кварца заметно меньше в сланцах более молодого возраста. В ряде случаев удалось наблюдать отчетливое пересечение этого кварца антимонит-доломитовыми, кварц-диккит-антимонитовыми и другими прожилками. Линзы молочно-белого кварца являются далеко дорудными образованиями, возникшими, вероятнее всего, при процессах метаморфизма породы.

В толще описываемых сланцев в ряде мест установлены согласные внутриформационные и секущие зоны дробления, минерализованные кварцем, альбитом, карбонатами, антимонитом. Гидротермально измененные сланцы в виде вытянутых грибов и небольших скальных выходов выделяются на фоне спокойного рельефа. Так, на Левоборожном участке месторождения среди серо-зеленых сланцев имеются вытянутые в широтном направлении, примерно, на 100 м окварцованные оруденелые породы. Окварцование сопровождалось, видимо, альбитизацией. В участках повторного дробления окварцованных сланцев развит анкерит, образовавшийся при воздействии на хлоритовые сланцы кальцийсодержащих углекислых вод. Железо и магний заимствовались из вмещающей породы при разложении хлорита. Алюминий и кремний при этом выносились, что подтверждается приводимыми в табл. 1, 2 результатами химического анализа. Характерен также вынос калия и разложение серицита. Анкерит в свою очередь сечется баритом, содержащим дисперсную вкрапленность сульфидов (киноварь, пирит, марказит, редко антимонит). Приводимые в табл. 1, 2 данные отражают сумму изменений породы в связи с разновременными процессами. Общий баланс изменений выразился привносом 36.137 ионов и увеличением объемного веса (80 г на 1000 см<sup>3</sup>). На рис. 2 дано графическое изображение данных таблицы. На этом и других подобных графиках по оси ординат отложены отношения привноса или выноса к содержанию элемента в исходной породе, а по оси абсцисс — элементы или компоненты. Состав исходной породы показан прямой линией, параллельной абсциссе. Ломаная линия иллюстрирует отклонение состава измененной породы в сравнении с исходной. Химизм описываемых процессов наглядно отражает «формула», полученная путем сравнения «формул» исходной и измененной породы (табл. 2).

Таблица 1

Пересчет химических анализов зеленых сланцев S<sub>1</sub>w (участок Левобережный)

Компоненты	Сланец зеленый неизмененный (обр. 501-Дж)						Сланец анкеритизированный, баритизированный (обр. 791-Дж)					
	весовые %		атомные количества		количество ионов в 10000 кх <sup>3</sup>		весовые %		атомные количества		количество ионов в 10000 кх <sup>3</sup>	
	данные анализа	приведенные к 100%	катион	анион	катион	анион	данные анализа	приведенные к 100%	катион	анион	катион	анион
SiO <sub>2</sub>	68,00	69,28	1153,6	2307,2	179,224	358,449	43,16	43,31	721,2	1442,4	115,565	231,130
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,66	8,6	17,2	1,336	2,672	0,54	0,54	6,8	13,6	1,090	2,179
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,66	14,94	292,8	439,2	45,490	68,234	9,08	9,08	177,6	266,4	28,459	42,688
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,72	1,75	22	33	3,418	5,127	2,79	2,81	34,2	51,3	5,480	8,220
FeO	3,59	3,68	50,8	50,8	7,892	7,892	2,77	2,79	38,9	38,9	6,233	6,233
MnO	0,05	0,05	0,5	0,5	0,078	0,078	0,29	0,29	3,9	3,9	0,625	0,625
MgO	2,79	2,84	70,2	70,2	10,906	10,906	3,45	3,47	86,1	86,1	13,797	13,797
CaO	0,85	0,85	15	15	2,330	2,330	15,90	15,95	284,5	284,5	45,588	45,588
BaO	—	—	—	—	—	—	0,77	0,77	5,0	5,0	0,801	0,801
K <sub>2</sub> O	2,17	2,22	46,4	23,2	7,209	3,604	0,32	0,32	6,4	3,2	1,025	0,513
Na <sub>2</sub> O	2,97	3,02	96,8	48,4	15,039	7,519	3,56	3,58	115,2	57,6	18,460	9,230
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,23	2,6	6,5	0,404	1,010	0,18	0,18	2	5	0,320	0,801
CO <sub>2</sub>	0,26	0,26	5,9	11,8	0,917	1,833	16,13	16,17	367,4	734,8	58,872	117,744
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	0,53	0,53	6,6	19,8	1,058	3,173
As	—	—	—	—	—	—	0,05	0,05	0,7	—	0,112	—
Sb	0,03	0,03	0,2	—	0,031	—	0,01	0,01	0,1	—	0,016	—
Hg	0,00п*	0,00п*	—	—	—	—	0,0000п*	—	—	—	—	—
F	0,04	0,04	—	2,1	—	0,326	0,02	0,02	—	1,05	—	0,168
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,15	0,15	—	—	—	—	0,13	0,13	—	—	—	—
П.п.п.	2,40	—	—	—	—	—	17,28	—	—	—	—	—
Σ	98,17	100,00	1765,4	3025,1	274,274	469,980	99,68	100,00	1856,6	3013,55	297,501	482,890
Объемный вес	2,58	—	—	—	—	—	2,66	—	—	—	—	—
					Σ <sub>k+a</sub> = 744,254						Σ <sub>k+a</sub> = 780,391	
					O = 465,287						O = 300,594	

Примечание: Здесь и в других таблицах в графе «данные анализа» звездочкой обозначены результаты спектрального анализа; прочерк означает «не обнаружено», отсутствие прочерка — «не определялось». Отсутствие прочерка в других графах означает, что при расчете компонент не принимался во внимание.

Миграция вещества при гидротермальном изменении зеленых сланцев S<sub>1</sub>w  
(по данным табл. 1).

Ионы	Количество ионов в 10000 кх <sup>3</sup>		Привнос—вынос на 10000 кх <sup>3</sup>	
	неизменный сланец (обр. 501-Дж)	измененный сланец (обр. 791-Дж)	абсолютная разница	во сколько раз больше (+) или меньше (-) коли- чества ионов в исходной породе
Si	179,224	115,565	- 63,659	- 0,35
Ti	1,336	1,090	- 0,246	- 0,18
Al	45,490	28,459	- 17,031	- 0,37
Fe <sup>+3</sup>	3,418	5,480	+ 2,062	+ 0,60
Fe <sup>+2</sup>	7,892	6,233	- 1,659	- 0,21
Mn	0,078	0,625	+ 0,547	+ 7,01
Mg	10,906	13,797	+ 2,891	+ 0,26
Ca	2,330	45,588	+ 43,258	+18,56
Ba	0,00	0,801	+ 0,801	+ ∞
K	7,209	1,025	- 6,184	- 0,85
Na	15,039	18,460	+ 3,421	+ 0,22
O	465,287	300,594	-164,693	- 0,37
[CO <sub>2</sub> ]	0,917	58,872	+ 57,955	+63,20
[PO <sub>4</sub> ]	0,404	0,320	- 0,084	- 0,21
[SO <sub>4</sub> ]	0,00	1,058	+ 1,058	+ ∞
F	0,326	0,168	- 0,158	- 0,48
			+290,202	
Σ	744,254	780,391	-254,065	
			+ 36,137;	

## „Формулы“

сланца неизменного (обр. 501—Дж)  $Si_{179,22} Ti_{1,34} Al_{45,49} Fe_{3,42}^{+3} Fe_{7,89}^{+2} Mn_{0,08} Mg_{10,91} Ca_{2,3} K_{7,21} Na_{15,04} O_{465,29} [CO_2]_{0,92} [PO_4]_{0,40} F_{0,33}$ ;

сланца измененного (обр. 791—Дж)  $Si_{115,56} Ti_{1,09} Al_{28,46} Fe_{5,48}^{+3} Fe_{6,23}^{+2} Mn_{0,62} Mg_{13,80} Ca_{45,59} Ba_{0,80} K_{1,02} Na_{18,46} O_{300,59} [CO_2]_{58,87} [PO_4]_{0,32} [SO_4]_{1,06} F_{0,17}$ ;

химизма процесса  $-Si_{63,66} -Ti_{0,25} -Al_{17,03} +Fe_{2,06}^{+3} -Fe_{1,66}^{+2} +Mn_{0,55} +$   
 $+Mg_{2,89} +Ca_{43,26} +Ba_{0,80} -K_{6,18} +Na_{3,42} -O_{164,69} +$   
 $+ [CO_2]_{57,95} - [PO_4]_{0,08} + [SO_4]_{1,06} - F_{0,16}$ .

Оруденелые зеленые сланцы имеются в ряде мест Центрального участка, вблизи контакта с гидротермально измененными доломитами. Они приобретают здесь темную, почти черную окраску и содержат большое количество дисульфидов железа, кварц, карбонаты. Мощность темных сланцев 2 м и более. Темные сланцы постепенно сменяются серозелеными сланцами. Сопоставлением результатов химического анализа, пересчитанных по окисно-объемному методу (табл. 3), установлено, что изменение сланцев сопровождалось привносом магния, железа, кремния, алюминия, марганца, бария, серы и выносом калия, кальция, углекислоты. Баланс изменения выразился привносом 100,0 г на 1000 см<sup>3</sup>.

Из приведенных данных по двум типам измененных сланцев видно противоположное поведение Al, Si, Ca, CO<sub>2</sub>. Если при анкеритизации и баритизации сланцев первые два элемента выносились, а вторые два — привносились, то при окварцевании и сульфидной минерализации — наоборот. В обоих рассмотренных случаях привносились магний, барий, железо, марганец, натрий и выносились титан и калий.

Поведение ряда других элементов, присутствующих в рудах в качестве минералообразующих (As, Hg, Sb, Cu, Zn) или в виде примесей в других минералах (Tl, Ag, Ni, Co, Mo, Pb, Cd, Sn, Ga), видно из табл. 4. Из сравнения этих данных для неизменных и измененных зеленых сланцев устанавливается, с одной стороны, присутствие в измененных сланцах As, Sn, отсутствующих в неизменных разностях этих пород, и частая или повсеместная встречаемость и более высокие содержания Tl, Mo, Hg, Sb, Ag, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Ga в измененных породах в сравнении с неизменными. С другой стороны, характерно частое присутствие рудообразующих элементов (Hg, Sb) и элементов примесей (Pb, Zn) в

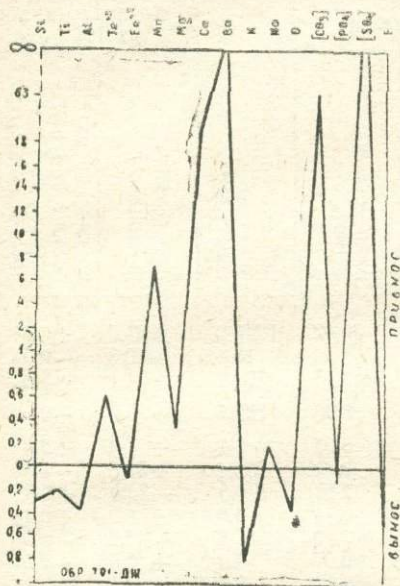


Рис. 2. График миграции вещества при гидротермальном изменении зеленых сланцев.

неизменных разностях пород, обусловленные, вероятнее всего, явлениями рассеяния.

### Доломиты S<sub>2</sub>Id

На площади месторождения доломиты слагают тектонически зажатые полосы и клинья с максимальной мощностью 200 м. Они широко распространены за пределами месторождения, слагая большие площади и имея мощность до 700 м (Новикова, 1956). Макроскопически это плотные слоистые, а местами массивные породы темно-серого и черного цвета. Темная окраска их обусловлена сильной битуминозностью. По структурным особенностям выделяются яснокристаллические «искристые», пелитоморфные и оолитовые разности доломитов. Искристые доломиты обнаруживают часто брекчиевидную текстуру, обусловленную наличием изометричных и неправильной формы участков размером 1—5 мм черного «искристого» доломита и светлой криптокристаллической массы, как бы скрепляющей их. Брекчиевидные доломиты широко развиты и за пределами месторождения.

Яснокристаллические «искристые» разности доломита состоят из тесно соприкасающихся зерен ромбических и полигональных очертаний. Кристаллы доломита имеют зональное строение, подчеркиваемое расположением пелитоморфных частиц глинистого и битуминозного вещества. Размер отдельных зерен не превышает 0,05—0,20 мм.

Пелитоморфные разности описываемых пород состоят из криптокристаллической массы карбоната, сильно загрязненного глинистым и битуминозным веществом. В массе криптокристаллического карбоната

Таблица 3

Миграция вещества при гидротермальном изменении зеленых сланцев S<sub>1</sub> w  
(Центральный участок)

Компоненты	Сланец серо-зеленый (обр. 824)			Сланец темно-серый, слабо окварцованный с сульфидной минерализацией (обр. 825)			привнос—вынос на 1000 см <sup>3</sup>	
	весовые %		количество компо- нента в г/1000 см <sup>3</sup>	весовые %		количество компо- нента в г/1000 см <sup>3</sup>		
	данные анали- за	приведенные к 100%		данные анали- за	приведенные к 100%		абсолютная разница в г	во сколько раз больше (+) или меньше (-) коли- чества компонента в исходной породе
SiO <sub>2</sub>	59,32	60,83	1618,1	57,50	59,42	1640,0	+21,9	+0,01
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,55	14,6	0,50	0,50	13,8	-0,8	-0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,70	13,01	346,1	12,62	13,05	360,2	+14,1	+0,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,22	0,22	5,8	} 3,80	} 3,93	108,5	+39,5	+0,57
FeO	2,15	2,20	58,5					
MnO	0,02	0,02	0,5	0,07	0,07	1,9	+1,4	+2,8
MgO	1,45	1,49	39,6	3,20	3,31	91,4	+51,8	+1,31
CaO	8,04	8,25	219,4	6,88	7,12	196,5	-22,9	+0,04
BaO	0,10	0,10	2,7	0,14	0,14	3,9	+1,2	+0,44
K <sub>2</sub> O	4,76	4,88	129,8	3,00	3,10	85,6	-44,2	-0,33
Na <sub>2</sub> O	0,26	0,26	6,9	0,27	0,27	7,4	+0,5	+0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,14	3,7	0,13	0,13	3,6	-0,1	-0,03
CO <sub>2</sub>	7,46	7,65	203,5	6,86	7,09	195,7	-7,8	-0,01
S	0,20	0,20	5,3	1,58	1,63	45,0	+39,7	+7,49
As	—	—	—	—	—	—	—	—
Sb	0,0п*	—	—	0,0п*	—	—	—	—
Hg	—	—	—	0,0009*	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O	0,20	0,20	—	0,24	0,24	—	—	—
П.п.п.	10,40	—	—	—	—	—	—	—
Σ	100,31	100,00	2654,5	96,79	100,00	2753,5	+170,1	-70,2
							+99,9	
Объем- ный вес	2,66	—	—	2,76	—	—	—	—

имеются порфиروبласты ромбоэдров доломита размером 0,2—0,3 мм. Центральная часть ромбоэдров обычно мутная, сильно загрязненная пелитоморфными частичками, а внешняя — чистая. В небольшом количестве в породе содержатся овальной формы зерна кварца, серицит, кальцит, редко — барит, гипс. Для некоторых разновидностей пелитоморфного доломита характерна оолитовая структура. В описываемой разновидности доломита химическим анализом устанавливается 7,5% SiO<sub>2</sub> и 2,31% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. В «искристых» доломитах содержатся незначительные количества этих элементов (табл. 5). Первично осадочная природа пластовых доломитов не вызывает сомнения.

На площади месторождения в зонах разлома и вдоль трещин доломиты брекчированы и гидротермально изменены. Последнее выразилось в окварцевании их и пиритизации, следующей в основном вдоль различных по размеру трещин (от волосовидных до значительных). Пластовые доломиты в таких участках перекристаллизованы и значительно осветлены до бело-желтоватых. Микроскопически в них устанавливается кварц, флюорит, рудные минералы. Полости трещин и пространства между обломками в зонах дробления заполнены гидротер-

Результаты определения отдельных элементов в породах

Породы	Характер изменения	As	Tl	Hg	Sb	Ag	Ni	Co	Mo	Cu	Pb	Zn	Cd	Sn	Ga
Сланцы серо-зеленые S <sub>1</sub> W	Неизменные	—	1 (1)* 0,000 п	21 (24)* 0,0000 п; 0,00 п	19 (24)* след; 0,0 п	2 (31) 0,000 п	31 (31) 0,00 п; 0,0 п	30 (31) 0,00 п	1 (31) 0,00 п	31 (31) 0,00 п; 0,0 п	25 (31) 0,00 п; 0,0 п	25 (31) 0,00 п; 0,0 п	—	—	31 (31) 0,00 п
	Гидротермально измененные	6 (38) 0,0 п	11 (28)* 0,000 п	31 (31)* 0,0000 п; 0,0 п	38 (38) след; 0,0 п	9 (9)* 0,8-10 г/т	38 (38) след; 0,00 п; 0,0 п	34 (38) 0,00 п; 0, п	8 (38) 0,00 п; 0, п	38 (38) 0,00 п; 0,0 п	36 (38) 0,00 п; 0,0 п	31 (38) 0,00 п; 0,0 п	—	2 (38) 0,00 п	36 (38) 0,00 п
Доломиты пластовые «искристые» S <sub>2</sub> Id	Неизменные	—	—	2 (2)* 0,00 п; 0,0 п	2 (2)* след; 0,0 п	—	5 (15) след; 0,00 п;	—	—	10 (15) следы; 0,000 п 0,00 п	—	—	—	—	—
	Гидротермально измененные	—	1 (7)* 0,000 п	8 (9)* 0,0000 п; 0,0 п	20 (20) след; 0,0 п	4 (4)* 1,2-6 г/т	15 (20) 0,00 п; 0,0 п;	3 (20) 0,00 п 0,0 п	4 (20) 0,00 п 0,0 п	20 (20) 0,000 п; 0,00 п; 0,0 п	4 (20) 0,00 п 0,0 п	—	—	1 (20) 0,00 п	8 (20) 0,00 п
Известняки белые массивные S <sub>2</sub> -D <sub>1</sub>	Неизменные	—	—	—	—	—	1 (9) след	—	—	6 (9) 0,00 п	—	—	—	—	—
	Гидротермально измененные	—	8 (8)* 0,000 п	12 (22) след; 0,000 п; 0,00 п; 0,0 п;	16 (22) след; 0,00 п; 0,0 п	5 (15)* 0,8-25 г/т	7 (22) 0,00 п; 0,0 п	—	—	19 (22) 0,00 п 0, п	—	1 (22) 0, п	—	—	2 (22) 0,00 п
Сланцы черные филлитовидные D <sub>2</sub> -C <sub>1</sub>	Неизменные	—	—	—	—	—	9 (10) 0,00 п 0,0 п	3 (10) 0,00 п; 0,00 п	1 (10) 0,00 п	10 (10) 0,00 п	—	—	—	—	4 (10) 0,00 п
	Гидротермально измененные	6 (15) след; 0,0 п; 0,0 п	3 (15) след; 0, п	9 (15) след; 0, п	13 (15) след; 0,0 п; 0, п	—	15 (15) 0,00 п; 0,0 п	8 (15) 0,00 п; 0,0 п; 0, п	5 (15) 0,00 п; 0,0 п; 0, п	12 (15) 0,00 п 0, п	—	1 (15) 0, п	—	—	7 (15) 0,00 п; 0,0 п
Кремнистые сланцы D <sub>2</sub> -C <sub>1</sub>	Неизменные	—	—	—	—	—	7 (7) 0,00 п; 0, п;	—	2 (7) след; 0,00 п	7 (7) 0,00 п; 0, п	—	—	—	2 (7) 0,00 п	6 (7) 0,00 п
	Гидротермально измененные	—	—	—	3 (5) 0, п; п	1 (5) 0, п	5 (5) 0,00 п; 0,0 п	—	3 (5) 0,00 п; 0,0 п;	5 (5) 0,00 п; 0,0 п; п	2 (5) 0, п	1 (5) 0, п	1 (5) 0, п	1 (5) 0,00 п	3 (5) 0,00 п
Песчаники C <sub>1</sub>	Неизменные	—	—	—	—	—	1 (1) 0,00 п	1 (1) след	—	—	—	—	—	—	—
	Гидротермально измененные	—	1 (6) 0,0 п	—	2 (6) 0, п	6 (6) 0,00 п; 0, п	—	6 (6) след; 0,00 п; 0,0 п; 0, п	4 (6) след; 0,00 п; 0,0 п;	3 (6) 0,00 п;	6 (6) 0,00 п	1 (6) 0, п	—	—	5 (6) 0,00 п; 0, п

Примечание. В числителе цифра в скобке означает количество анализированных образцов, цифра вне скобки — в скольких образцах элемент установлен; в знаменателе — содержания в %, преобладающие — подчеркнуты.

\* Основная часть результатов по таллию и ртути получена количественным спектральным анализом, серебру — пробирным анализом; наличие сурьмы в неизменных сланцах и доломитах установлено химическим анализом.

мальным доломитом. Последний состоит из агрегата плотно прилегающих друг к другу ромбоэдрических кристаллов, в интерстициях которых или в тесном срастании с ними имеются призматические кристаллы кварца. Среди осветленных и перекристаллизованных доломитов имеются значительные по размерам блоки исходных пород.

Таблица 5  
Результаты химических анализов пластовых доломитов S<sub>2</sub>ld (в весовых %)

Компоненты	Доломит „искристый“			Доломит пелитоморфный обр. 1006
	обр. 515	обр. 373	обр. 514-Дж	
CaO	30,42	31,00	31,09	29,71
MgO	20,77	19,39	20,22	16,60
BaO		0,п*	—	—
MnO	0,0п*	0,0п*	0,04	0,0п*
FeO	} 0,56	} 0,84	1,22	} 0,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,51	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	0,81	—	2,31
SiO <sub>2</sub>	0,70	1,76	—	7,50
TiO <sub>2</sub>	0,00п*	0,0п*	—	0,0п*
K <sub>2</sub> O	0,10	0,06	0,04	0,26
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,10	0,20	0,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		—	0,05	
CO <sub>2</sub>	46,43	45,32	45,62	41,50
SO <sub>3</sub>			0,04	
As	—	—		
Sb	0,10	0,п*	0,0п*	
Hg	сл	сл.*	0,00п*	
F			—	
H <sub>2</sub> O—			0,12	
П. п. п.	46,80	45,60	46,24	42,00
Σ	99,79	99,56	99,65	99,56

Наиболее значительные изменения доломитов наблюдаются на Центральной участке, где толща этих пород мощностью более 150 м практически вся минерализована и несет оруденение.

В табл. 6 приведены химические анализы образцов, отобранных вкрест простирания одной из доломитовых жил. В сравнении с неизмененным доломитом для образцов жильной породы характерен вынос кальция, магния, углекислоты и привнос железа, кремния, натрия, причем количество вынесенных и привнесенных компонентов увеличивается в сторону образца из центральной части (табл. 6, рис. 3). Калий выносится из зальбанда жилы и накапливается значительно в виде гидрослюды в центральной части ее. Баланс изменений для образца из заль-

банда жилы выразился выносом 80,1 г, а из центральной части жилы—привносом 49,8 г на 1000 см<sup>3</sup> породы.

Химическим анализом в кристаллах доломита из центральной части жилы обнаружено 0,97% железа, обуславливающего, видимо, его желтоватую окраску.

В участках сгущения трещин изменение доломитов достигает большой интенсивности. Они здесь полностью замещены кварцем и пиритом и превращены в монолитную крепкую породу с содержанием окиси кремния до 60—70%. Под микроскопом видно, что кварц в виде мелких (от 0,01 до 0,05 мм) изометричных или несколько удлиненных зерен с нечеткими расплывчатыми контурами образует псевдоморфозы по кристаллам доломита. Имеются участки, в которых псевдоморфозы кварца по кристаллам доломита сцементированы дисульфидами железа. В массе окварцованного плотного доломита обнаруживаются в шлифах об-

Миграция вещества при гидротермальном изменении пластовых «искристых» доломитов вдоль трещинных зон (Центральный участок) Таблица 6

Компоненты	Доломит пластовый «искристый» (обр. 515)			Доломиты жильные										
				из зальбанда жилы (обр. 516)						из центральной части жилы (обр. 517)				
	весовые %		количество компонента в г/1000 см <sup>3</sup>	весовые %		количество компонента в г/1000 см <sup>3</sup>	привнос—вынос на 1000 см <sup>3</sup>		весовые %		количество компонента в г/1000 см <sup>3</sup>	привнос—вынос на 1000 см <sup>3</sup>		
	данные анализа	приведенные к 100%		данные анализа	приведенные к 100%		абсолютная разница в г	во сколько раз больше (+) или меньше (-) количества компонента в исходной породе	данные анализа	приведенные к 100%		абсолютная разница в г	во сколько раз больше (+) или меньше (-) количества компонента в исходной породе	
CaO	30,42	30,57	855,9	29,90	29,92	813,8	+42,1	-0,05	25,82	25,88	737,6	-118,1	-0,13	
MgO	20,77	20,86	584,1	21,00	21,02	571,7	-12,4	-0,02	17,60	17,64	502,7	-81,4	-0,13	
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
MnO	0,0п*	—	—	0,00п*	—	—	—	—	0,08	0,08	2,3	+ 2,3	—	
FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,56	0,56	15,7	0,80	0,80	21,8	+ 6,1	+3,24	5,60	5,61	159,9	+144,2	+9,12	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	0,38	10,6	0,40	0,40	10,9	+ 0,3	+0,03	2,10	2,10	59,8	+ 49,2	+4,64	
SiO <sub>2</sub>	0,70	0,70	19,6	1,00	1,00	27,2	+ 7,6	+0,39	4,24	4,25	121,1	+101,5	+5,18	
TiO <sub>2</sub>	0,00п*	—	—	0,00п*	—	—	—	—	0,06	0,06	1,7	+ 1,7	—	
K <sub>2</sub> O	0,10	0,10	2,8	0,06	0,06	1,6	- 1,2	-0,43	0,38	0,38	10,8	+ 8,0	+2,86	
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,06	1,7	0,10	0,10	2,7	+ 1,0	+0,59	0,24	0,24	6,8	+ 5,1	+3,00	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	0,07	0,07	2,0	—	—	
CO <sub>2</sub>	46,43	46,67	1306,8	46,53	46,56	1266,4	-40,4	-0,03	39,82	39,92	1137,7	-169,1	-0,13	
S	—	—	—	—	—	—	—	—	3,76	3,77	107,4	+107,4	+ ∞	
As	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0п*	—	—	—	—	
Sb	0,10	0,10	2,8	0,13	0,13	3,5	+ 0,7	+0,25	0,0п*	—	—	—	—	
Hg	сл.	—	—	0,01	0,01	0,3	—	—	0,0п*	—	—	—	—	
F	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0п*	—	—	—	—	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
П.п.п.	46,80	—	—	46,80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Σ	99,79	100,00	2800,0	100,06	100,00	2719,9	+15,0	-95,1=	99,77	100,00	2849,8	+419,4	-369,6=	
Объемный вес	2,80	—	—	2,72	—	—	-80,1	—	2,85	—	—	+ 49,8	—	

ломки сланцев серицито-кварцевого состава. В участках повторного дробления обломки окварцованного доломита цементируются относительно более крупнокристаллическим кварцем в виде шестоватых агрегатов, инкрустирующих обломки. Длина кристаллов кварца 0,15—0,2 мм. К центральной части кварцевых жил и гнезд приурочены скопления антимонита, киновари. В ассоциации с ними присутствуют доломит, дикцит, серицит. В поперечном срезе шестоватый кварц дает изометричные или гексагональные сечения размером 0,03—0,04 мм. В нем часто обнаруживается зональность, подчеркиваемая ориентированным расположением пелитоморфных частиц. Зональный кварц обычно оптически аномален. В табл. 7 приведены результаты химического анализа пластового «искристого» доломита и в разной степени окварцованных

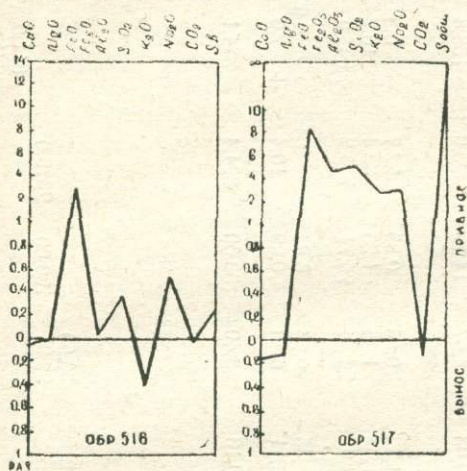


Рис. 3. Графики миграции вещества при гидротермальном изменении пластовых доломитов вдоль трещинных зон.

образце слабо окварцованного доломита и в образце сильно окварцованного доломита имел место вынос кальция, магния, углекислого газа и привнос кремния, алюминия, железа; щелочи заметно привносились в начальной стадии окварцевания. Общий баланс изменений выразился небольшим привносом для слабо окварцованного доломита и выносом для значительно окварцованной его разновидности. Выносимые компоненты породы откладывались в трещинах и зонах дробления в виде жил, гнезд и линзообразных тел крупнокристаллического доломита. Вблизи жил обычно наблюдается оторочка осветленной перекристаллизованной породы.

Окварцованные породы, как и жилы и гнезда раннего доломита, секутся доломито-антимонитовыми, доломито-барито-антимонитовыми жилами. В них имеются до 30—50 см в поперечнике пустоты со сростками ромбоэдрических кристаллов доломита, на которых нарастают сфероидальные образования марказита, кристаллики пирита, киноварь, антимонит, дикцит, барит. Форма жил самая различная. В ряде мест однако

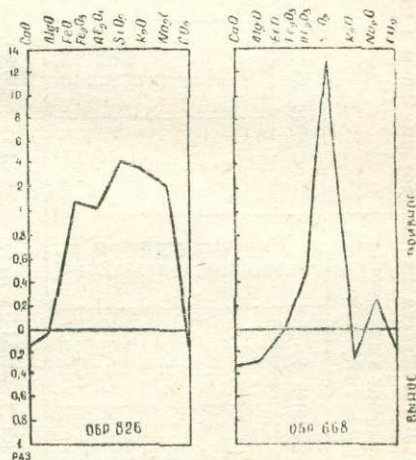


Рис. 4. Графики миграции вещества при окварцевании пластовых доломитов.

Таблица 7

## Миграция вещества при гидротермальном изменении пластовых «искристых» доломитов (Центральный участок)

Компоненты	Доломит пластовый «искристый»* (обр. 373)			Доломиты окварцованные									
				обр. 826					обр. 668				
	весовые %		количество компонента в г/1000 см <sup>3</sup>	весовые %		количество компонента в г/1000 см <sup>3</sup>	принос—вынос на 1000 см <sup>3</sup>		весовые %		количество компонента в г/1000 см <sup>3</sup>	принос—вынос на 1000 см <sup>3</sup>	
	данные анализа	приведены к 100%		данные анализа	приведенные к 100%		абсолютная разница в г	во сколько раз больше (+) или меньше (-) количества компонента в исходной породе	данные анализа	приведенные к 100%		абсолютная разница в г	во сколько раз больше (+) или меньше (-) количества компонента в исходной породе
CaO	31,00	31,23	874,4	26,13	26,80	753,1	-121,3	-0,14	22,47	22,54	601,8	-272,6	-0,32
MgO	19,39	19,53	546,8	18,40	18,90	531,1	-15,7	-0,03	14,67	14,72	393,0	-153,8	-0,27
BaO	0,п*			—					—				
MnO	0,0п*			0,0п*									
FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,84	0,84	23,5	1,90	1,95	54,8	+ 31,3	+ 1,33	0,85	0,85	22,7	- 0,8	- 0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,81	0,81	22,7	1,62	1,64	46,1	+ 23,4	+ 1,02	1,25	1,25	33,4	+ 10,7	+ 0,47
SiO <sub>2</sub>	1,76	1,77	49,6	8,72	8,94	251,2	+201,6	+4,07	26,64	26,71	713,2	+663,6	+13,38
TiO <sub>2</sub>	0,0п*			—					—				
K <sub>2</sub> O	0,06	0,06	1,7	0,28	0,28	7,9	+ 6,2	+3,65	0,04	0,04	1,1	- 0,6	- 0,35
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,10	2,8	0,31	0,31	8,7	+ 5,9	+2,11	0,39	0,39	10,4	+ 7,6	+ 2,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—			0,03	0,03	0,8							
CO <sub>2</sub>	45,32	45,66	1278,5	38,61	39,60	1112,8	-165,7	-0,13	33,40	33,50	894,4	-384,1	-0,22
S	—			1,38	1,41	39,6	+ 39,6						
As	—			—									
Sb	0,п*			п*									
Hg	сл*			—									
F	—												
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>				0,12	0,12								
п. п. п.	45,60								33,60				
Σ	99,56	100,0	2800,0	97,50	100,00	2806,1			99,91	100,00	2670,0		
							+308,0					-811,9	
							-302,7					+681,9	
							+ 5,3					-130,0	
Объемный вес	2,80			2,81					2,67				

преобладают довольно выдержанные по простиранию жилы, четко выделяющиеся на фоне темноокрашенной породы. Наблюдавшиеся взаимоотношения доломита с другими минералами свидетельствуют об образовании его в течение всего периода формирования месторождения. На более ранний жильный доломит образовался в связи с метасоматическим замещением первичных пластовых доломитов кварцем. Этот доломит слагает зальбанды кварцевых прожилков, периферические части окварцованных участков и ореолы над последними. Значительные количества его отлагаются под кровлей сланцев и уходят в них по трещинам. В сланцах жильный доломит прослеживается на расстоянии до 100 м и более, сменяясь затем кальцитом.

Характерно отсутствие жильного доломита за пределами рудного поля, несмотря на широкое распространение там пластовых доломитов. Это же отмечается и в других районах развития гидротермальной доломитизации (Князев, 1954). В пластовых доломитах за пределами рудного поля развиты исключительно жилы кальцита, и лишь в зальбандах последних микроскопически обнаруживаются единичные ромбоздры доломита. Широкое развитие жильного доломита на месторождении несомненно связано с гидротермальной переработкой развитых здесь осадочных доломитовых пород. Источниками магния являются первичные осадочные доломиты. Как следует из сводки Н. И. Князева (1954), гидротермальная доломитизация весьма характерна для низкотемпературных свинцово-цинковых руд и не характерна для ртутно-сурьмяного оруденения. Отсутствие гидротермального доломита на ртутно-сурьмяных рудных полях, по нашему мнению, связано исключительно с отсутствием первичных доломитов в разрезе пород. Если же таковые имеются, гидротермальная доломитизация непременно должна быть проявлена, так как она тесно связана с процессами окварцевания доломитов и является следствием этого процесса.

Из сказанного следует, что гидротермальная доломитизация является надежным поисковым признаком на ртутно-сурьмяное оруденение. Это особенно важно в связи с широким развитием на территории Зеравшано-Гиссарской горной области пластовых доломитов.

Выходы черных пластовых доломитов на Левобережном участке содержат кварц и значительные скопления анкерита, барита, цементирующих обломки в участках повторного дробления. В барите содержится мелкая вкрапленность киновари, пирита, марказита, антимонита, халькопирита. Баритизированные участки вытянуты в широтном направлении и имеют мощность до 1,5—2 м.

В табл. 8 помещены химические анализы окварцованных и баритизированных доломитов и результаты пересчета их по атомно-объемному методу. Из сравнения этих данных с таковыми для неизменных доломитов (табл. 9) выявляется привнос Si, Ba, Al, Fe<sup>+2</sup>, Fe<sup>+3</sup>, Mn, O, K, H, F, [SO<sub>4</sub>]; вынос Ca, Mg, Na, [CO<sub>3</sub>], [PO<sub>4</sub>]. Баланс изменений выражается незначительным выносом: 34,968 ионов для обр. 606-Дж и значительным—120,394 иона для обр. 512-Дж (табл. 11). Наглядно отклонение состава породы в сравнении с исходной изображено грификами (рис. 5) и видно из «формулы» химизма процесса. Изменение состава породы сопровождалось увеличением пористости.

Наиболее поздним и, видимо, наиболее низкотемпературным процессом изменения пластовых доломитов является кальцитизация. Она проявляется в виде секущих кальцитовых прожилков с четкими резкими зальбандами.

В табл. 10 приведены химические анализы кальцитизированных доломитов, пересчитанные по атомно-объемному методу. Из сопоставле-

Таблица 8

Пересчет химических анализов окварцованных и баритизированных пластовых доломитов S<sub>2</sub>Ib (участок Левобережный)

Компо- ненты	Окварцованный доломит (обр. 606-Дж)						Баритизированный и окварцованный доломит (обр. 512-Дж)					
	весовые %		атомные количе- ства		количество ионов в 10000 кх <sup>3</sup>		весовые %		атомные коли- чества		количество ионов в 10000 кх <sup>3</sup>	
	данные анализа	приведен- ные к 100%	катион	анион	катион	анион	данные анализа	приве- денные к 100%	катион	анион	катион	анион
CaO	29,06	29,21	521	521	85,368	85,368	31,03	31,04	552	552	87,788	87,788
MgO	16,10	16,2	399	399	65,378	65,378	11,25	11,25	278	278	44,212	44,212
BaO	0,72	0,72	4	4	0,655	0,655	8,03	8,03	52,3	52,3	8,318	8,318
MnO	0,07	0,07	1	1	0,164	0,164	0,11	0,11	1	1	0,159	0,159
FeO	3,59	3,59	50	50	8,193	8,193	1,94	1,94	26	26	4,135	4,135
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,61	1,61	22	33	3,605	5,407	0,82	0,82	10	15	1,590	2,385
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,57	0,57	12	18	1,966	2,949	1,00	1,00	20	30	3,180	4,771
SiO <sub>2</sub>	3,57	3,57	59,4	118,8	9,733	19,465	3,22	3,22	53,6	107,2	8,524	17,048
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0,08	0,08	2	1	0,327	0,164	0,12	0,12	2	1	0,318	0,159
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,09	4	2	0,655	0,327	0,08	0,08	4	2	0,636	0,318
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,02	0,3	0,75	0,049	0,123	0,02	0,02	0,3	0,75	0,048	0,119
CO <sub>2</sub>	42,83	43,04	977,9	1955,8	160,234	320,468	37,05	37,05	841,8	1683,6	133,876	267,753
SO <sub>3</sub>	0,63	0,63	7,8	23,4	1,278	3,834	4,37	4,37	54,6	163,8	8,683	26,050
As	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sb	0,0n*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Hg	0,0000n*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	0,03	0,03	—	1,6	—	0,262	0,03	0,03	—	1,6	—	0,254
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,06	0,06	—	—	—	—	0,05	0,05	—	—	—	—
П.п.п.	43,43	43,64	—	—	—	—	38,00	38,00	—	—	—	—
Σ	99,54	100,00	2060,4	2829,35	337,605	512,757	99,99	100,00	1895,6	2914,25	301,467	463,469
Объемный вес	2,72	—	—	—	—	—	2,64	—	—	—	—	—
					Σ <sub>k+a</sub> = 850,362						Σ <sub>k+a</sub> = 764,936	
					0 = 26,485						0 = 26,663	



Таблица 10

## Пересчет химических анализов кальцитизированных доломитов (участок Левобережный)

Компоненты	Обр. 739=Дж						Обр. 511=Дж					
	весовые %		атомные количества		количество ионов в 10000 кх <sup>3</sup>		весовые %		атомные количества		количество ионов в 10000 кх <sup>3</sup>	
	данные анализа	приведенные к 100 %	катион	анион	катион	анион	данные анализа	приведенные к 100 %	катион	анион	катион	анион
CaO	35,52	35,51	633	633	101,432	101,432	40,58	40,66	727	727	119,999	119,999
MgO	14,90	14,90	369	369	59,129	59,129	10,55	10,55	260	260	42,916	42,916
BaO	0,12	0,12	0,7	0,7	0,112	0,112	0,05	0,05	0,3	0,3	0,049	0,049
MnO	0,04	0,04	0,56	0,56	0,090	0,090	0,05	0,05	0,6	0,6	0,099	0,099
FeO	1,54	1,54	21	21	3,365	3,365	1,08	1,08	15	15	2,476	2,476
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,62	0,62	8	12	1,282	1,923	0,53	0,53	6	9	0,990	1,485
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	0,09	2	3	0,320	0,480	0,87	0,87	18	27	2,971	4,457
SiO <sub>2</sub>	2,57	2,57	42,8	85,6	6,858	13,717	1,61	1,61	26,7	53,4	4,407	8,814
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0,04	0,04	0,9	0,45	0,144	0,072	0,03	0,03	0,6	0,3	0,099	0,049
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,05	1,6	0,8	0,256	0,128	0,05	0,05	1,6	0,8	0,264	0,132
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,02	0,3	0,75	0,048	0,120	0,08	0,08	2	5	0,330	0,825
CO <sub>2</sub>	44,19	44,17	1004	2008	160,881	321,762	43,74	43,82	995,6	1991,2	164,334	328,667
SO <sub>3</sub>	0,06	0,06	0,74	2,22	0,119	0,356	0,04	0,04	0,5	1,5	0,082	0,248
As												
Sb												
Hg	следы*						0,0п*					
F	0,00п*						0,0п*					
F	0,03	0,03		1,6		0,256	0,02	0,02		1,6		0,264
H <sub>2</sub> O	0,02	0,02					0,09	0,09				
п. п. п.	44,49	44,49					44,32	44,40				
Σ	100,03	100,00	2084,60	3138,68	334,036	502,942	99,84	100,00	2053,9	3092,7	339,016	510,480
Объемный вес	2,66						2,74					
					Σ <sub>k+a</sub> =836,978						Σ <sub>k+a</sub> =849,496	
					0=19,376						0=15,566	

Миграция вещества при гидротермальном изменении пластовых доломитов S<sub>2</sub>Id (по данным табл. 8, 9, 10)

Ионы	Доломит неизмененный (обр. 514-Дж)	Окварцованный доломит (обр. 606-Дж)			Окварцованный и баритизированный доломит (обр. 512-Дж)			Кальцитизированный доломит (обр. 739-Дж)			Кальцитизированный доломит (обр. 511-Дж)		
	количество ионов в 10000 кх <sup>3</sup>	количество ионов в 10000 кх <sup>3</sup>	привнос—вынос на 10000 кх <sup>3</sup>		количество ионов в 10000 кх <sup>3</sup>	привнос—вынос на 10000 кх <sup>3</sup>		количество ионов в 10000 кх <sup>3</sup>	привнос—вынос на 10000 кх <sup>3</sup>		количество ионов в 10000 кх <sup>3</sup>	привнос—вынос на 10000 кх <sup>3</sup>	
			абсолютная разница	во сколько раз больше (+) или меньше (-) количества ионов в исходной породе		абсолютная разница	во сколько раз больше (+) или меньше (-) количества ионов в исходной породе		абсолютная разница	во сколько раз больше (+) или меньше (-) количества ионов в исходной породе		абсолютная разница	во сколько раз больше (+) или меньше (-) количества ионов в исходной породе
Ca	92,795	85,368	- 7,427	- 0,08	87,788	- 5,007	- 0,05	101,432	+ 8,637	+0,09	119,999	+27,204	+0,29
Mg	83,934	65,378	-18,556	- 0,22	44,212	- 39,722	- 0,47	59,129	-24,805	-0,29	42,916	-41,018	-0,49
Ba	0,00	0,655	+ 0,655	+ ∞	8,318	+ 8,318	+ ∞	0,112	+ 0,112	+ ∞	0,049	+ 0,049	+ ∞
Mn	0,093	0,164	+ 0,071	+ 0,76	0,159	+ 0,066	+ 0,71	0,090	+ 0,003	-0,03	0,099	+ 0,006	+0,06
Fe <sup>+2</sup>	2,836	8,193	+ 5,357	+ 1,89	4,135	+ 1,299	+ 0,46	3,365	+ 0,529	+0,19	2,476	- 0,360	-0,13
Fe <sup>+3</sup>	1,001	3,605	+ 2,604	+ 2,60	1,590	+ 0,589	+ 0,59	1,282	+ 0,281	+0,28	0,990	- 0,011	-0,01
Al	0,00	1,966	+ 1,966	+ ∞	3,180	+ 3,180	+ ∞	0,320	+ 0,320	+ ∞	2,971	+ 2,971	+ ∞
Si	0,00	9,733	+ 9,733	+ ∞	8,524	+ 8,524	+ ∞	6,858	+ 6,858	+ ∞	4,407	+ 4,407	+ ∞
K	0,15	0,327	+ 0,177	+ 1,18	0,318	+ 0,168	+ 1,12	0,144	- 0,006	-0,04	0,099	- 0,051	-0,34
Na	1,001	0,655	- 0,346	- 0,34	0,636	- 0,365	- 0,36	0,256	- 0,745	-0,74	0,264	- 0,737	-0,73
O	8,693	26,485	+17,792	+ 2,04	26,663	+ 17,970	+ 2,06	19,376	+10,683	+1,22	15,566	+ 6,873	+0,79
[CO <sub>3</sub> ]	173,458	160,234	-13,224	- 0,07	133,876	- 39,582	- 0,23	160,881	-12,577	-0,07	164,334	- 9,124	-0,05
[PO <sub>4</sub> ]	0,117	0,049	- 0,068	- 0,56	0,048	- 0,069	- 0,58	0,048	- 0,069	-0,58	0,330	+ 0,213	+1,8
[SO <sub>4</sub> ]	0,082	1,278	+ 1,196	+14,58	8,683	+ 8,601	+104,88	0,119	+ 0,037	+0,45	0,082	0,0	0,0
F	0,0	0,262	+ 0,262	+ ∞	0,254	+ 0,254	+ ∞	0,256	+ 0,256	+ ∞	0,264	+ 0,264	+ ∞
			+44,597			+ 83,373			+27,861			+42,839	
Σ	885,330	850,362	-79,565		764,936	-203,767		836,979	-76,212		849,496	-78,673	
			-34,968			-120,394			-48,351			-35,834	

«Формулы» доломитов и химизма процессов их изменения

Доломит неизменный (обр. 514-Дж)	$\text{Ca}_{92,79} \text{Mg}_{83,93} \text{Ba}_{0,00} \text{Mn}_{0,09} \text{Fe}_{2,84}^{+2} \text{Fe}_{1,00}^{+3} \text{Al}_{0,00} \text{Si}_{0,00} \text{K}_{0,15} \text{Na}_{1,00} \text{O}_{8,69} [\text{CO}_3]_{173,45} [\text{PO}_4]_{0,12} [\text{SO}_4]_{0,08}$
Доломит окварцованный (обр. 606-Дж)	$\text{Ca}_{85,37} \text{Mg}_{65,38} \text{Ba}_{0,66} \text{Mn}_{0,16} \text{Fe}_{8,19}^{+2} \text{Fe}_{3,60}^{+3} \text{Al}_{1,97} \text{Si}_{9,73} \text{K}_{0,33} \text{Na}_{0,65} \text{O}_{26,48} [\text{CO}_3]_{160,23} [\text{PO}_4]_{0,05} [\text{SO}_4]_{1,28} \text{F}_{0,26}$
Доломит окварцованный и баритизированный (обр. 512-Дж)	$\text{Ca}_{87,79} \text{Mg}_{44,21} \text{Ba}_{8,32} \text{Mn}_{0,16} \text{Fe}_{4,13}^{+2} \text{Fe}_{1,59}^{+3} \text{Al}_{3,18} \text{Si}_{8,52} \text{K}_{0,32} \text{Na}_{0,64} \text{O}_{26,66} [\text{CO}_3]_{133,88} [\text{PO}_4]_{0,05} [\text{SO}_4]_{8,68} \text{F}_{0,25}$
Доломит кальцитизи- рованный (обр. 739-Дж)	$\text{Ca}_{101,43} \text{Mg}_{59,13} \text{Ba}_{0,11} \text{Mn}_{0,09} \text{Fe}_{3,36}^{+2} \text{Fe}_{1,28}^{+3} \text{Al}_{0,32} \text{Si}_{6,86} \text{K}_{0,14} \text{Na}_{0,26} \text{O}_{19,38} [\text{CO}_3]_{160,88} [\text{PO}_4]_{0,05} [\text{SO}_4]_{0,12} \text{F}_{0,26}$
обр. 511-Дж	$\text{Ca}_{120,00} \text{Mg}_{42,92} \text{Ba}_{0,05} \text{Mn}_{0,01} \text{Fe}_{2,48}^{+2} \text{Fe}_{1,0}^{+3} \text{Al}_{2,97} \text{Si}_{4,40} \text{K}_{0,10} \text{Na}_{0,25} \text{O}_{15,57} [\text{CO}_3]_{164,33} [\text{PO}_4]_{0,33} [\text{SO}_4]_{0,08} \text{F}_{0,26}$
Химизм процесса при окварцевании (обр.) 606-Дж)	$-\text{Ca}_{7,43} - \text{Mg}_{18,56} + \text{Ba}_{0,65} + \text{Mn}_{0,07} + \text{Fe}_{5,36}^{+2} + \text{Fe}_{2,60}^{+3} + \text{Al}_{1,95} + \text{Si}_{9,73} + \text{K}_{0,18} - \text{Na}_{0,35} + \text{O}_{17,79} -$ $-\text{[CO}_3\text{]}_{13,22} - \text{[PO}_4\text{]}_{0,07} + \text{[SO}_4\text{]}_{1,20} + \text{F}_{0,26}$
Химизм процесса при окварцевании и бари- тизации (обр. 512-Дж)	$-\text{Ca}_{5,01} - \text{Mg}_{39,72} + \text{Ba}_{8,32} + \text{Mn}_{0,07} + \text{Fe}_{1,30}^{+2} + \text{Fe}_{0,59}^{+3} + \text{Al}_{3,18} + \text{Si}_{8,52} + \text{K}_{0,17} - \text{Na}_{0,36} + \text{O}_{17,97} -$ $-\text{[CO}_3\text{]}_{39,58} - \text{[PO}_4\text{]}_{0,07} + \text{[SO}_4\text{]}_{8,60} + \text{F}_{0,25}$
Химизм процесса при кальцитизации: обр. 739-Дж;	$+\text{Ca}_{8,64} - \text{Mg}_{24,80} + \text{Ba}_{0,11} - \text{Mn}_{0,003} + \text{Fe}_{0,53}^{+2} + \text{Fe}_{0,28}^{+3} + \text{Al}_{0,32} + \text{Si}_{6,86} - \text{K}_{0,01} - \text{Na}_{0,74} + \text{O}_{10,68} -$ $-\text{[CO}_3\text{]}_{12,58} - \text{[PO}_4\text{]}_{0,07} + \text{[SO}_4\text{]}_{0,04} + \text{F}_{0,26}$
обр. 511-Дж	$+\text{Ca}_{27,20} - \text{Mg}_{41,02} + \text{Ba}_{0,05} + \text{Mn}_{0,01} - \text{Fe}_{0,36}^{+2} - \text{Fe}_{0,01}^{+3} + \text{Al}_{2,97} + \text{Si}_{4,41} - \text{K}_{0,05} - \text{Na}_{0,74} + \text{O}_{6,87} -$ $-\text{[CO}_3\text{]}_{9,12} + \text{[PO}_4\text{]}_{0,21} + \text{F}_{0,26}$

В табл. 4 приведены результаты определения отдельных элементов в неизменных и измененных разностях доломитов. В последних обнаруживаются Tl, Ag, Co, Mo, Pb, Sn, Ga, отсутствующие в неизменных доломитах. Кроме того, частота встречаемости Ni и Cu и содержания их заметно выше в измененных разностях пород, чем в исходных.

### Массивные светло-серые известняки S<sub>2</sub>—D<sub>1</sub>

Эти известняки слагают огромные скальные выходы на площади месторождения. Они являются породами, подстилающими рудные тела на Основном, Нижнем, Левобережном и Южном участках месторождения. Неизменные разности этих известняков представляют собой плотные светлые породы, состоящие, как видно под микроскопом, из различных по размеру зерен кальцита. Химические анализы свидетельствуют о сравнительной их чистоте (табл. 12). Гидротермальные изменения проявились в основном в зоне контакта их с покрывающими черными филлитовидными сланцами, где развита минерализованная известняково-сланцевая тектоническая брекчия. В последней по составу различаются окварцованная оруденелая, местами значительно пиритизированная микробрекчия и карбонатизированная оруденелая крупнообломочная брекчия, являющиеся многостадийными гидротермальными образованиями. Наиболее широко развита окварцованная микробрекчия. Содержание кварца в ней 75—80% и более. Кроме кварца в ней развиты серицит, доломит, кальцит, пирит и др. Оруденение в пределах этой брекчии распределено крайне неравномерно и контролируется повторной трещиноватостью и минерализацией гребенчатым кварцем. С последним ассоциируют антимонит, киноварь, сфалерит, диксит, флюорит, кальцит и др. Прилегающие к окварцованной оруденелой породе со стороны лежащего бока известняки значительно изменены. Они становятся более крупнозернистыми, содержат густую сеть прожилков карбонатов с вкрапленниками рудных минералов.

Микроскопически в них устанавливаются прожилки, гнезда и единичные кристаллы кварца, доломита, анкерита. Мощность зоны измененных известняков достигает 2—2,5 м.

В табл. 12 приведены результаты химических анализов неизменных (среднее по 3 анализам) и измененных известняков. В образце из лежащего бока окварцованной оруденелой породы (обр. 448) изменение известняка выразилось в значительном привносе кремния, алюминия, магния, железа, щелочей и выносе кальция и углекислоты. Привнос и вынос почти уравниваются (в г на 1000 см<sup>3</sup>).

В пределах окварцованной микробрекчии локально развито оплавление. Содержание CaF<sub>2</sub> достигает 70—75% (табл. 13). К местам большого скопления флюорита приурочена богатая сурьмянная минерализация. По времени образования оплавленая брекчия является близкой отложению гребенчатого кварца и сопутствующим ему сульфидным минералам. В лежащем боку оплавленной брекчии в виде оторочки мощностью до 5 м залегает серо-зеленая порода, содержащая вкрапленники красно-розового кальцита. Химический анализ породы приведен в табл. 13. Основными компонентами ее являются кремнезем и алюминий. Минеральный состав: кварц (75%), карбонаты (3—4%), хлорит (8—10%), флюорит (0,8—1%), глинистый минерал (5—6%), рудные — пирит, марказит, киноварь, антимонит (2—3%). Образование этой породы связано, видимо, с гидротермально-метасоматическим изменением известняково-сланцевой брекчии под воздействием фторсодержащих гидротермальных растворов. Последние приносили также, как

## Миграция вещества при гидротермальном изменении известняков силур-девона (Основной участок)

Таблица 12

Компоненты	Неизменные известняки (обр. 377, 378, 456)			Известняк слабо окварцованный и доломитизированный (обр. 448)					Известняк слабо окварцованный и оплавленый (обр. 188)					
	весовые %		количество компонента в почете в г/1000 см <sup>3</sup>	весовые %		количество компонента в почете в г/1000 см <sup>3</sup>	привнос-вынос на 1000 см <sup>3</sup>		весовые %		количество компонента в почете в г/1000 см <sup>3</sup>	привнос-вынос на 1000 см <sup>3</sup>		
	данные анализа	приведенные к 100 %		данные анализа	приведенные к 100 %		абсолютная разница в г	во сколько раз больше (+) или меньше (-) количества компонента в исходной породе	данные анализа	приведенные к 100 %		абсолютная разница в г	во сколько раз больше (+) или меньше (-) количества компонента в исходной породе	
CaO	54,73	54,91	1477,1	21,00	21,05	568,3	-908,8	- 0,61	52,50	25,43	1410,4	-66,7	-0,04	
MgO	0,35	0,35	9,4	10,50	10,52	284,0	+274,5	+29,20	0,50	0,50	13,4	+ 4,0	+0,42	
BaO	0,00n*			0,0n*										
MnO	0,00n*			0,0n*										
FeO	0,29	0,29	7,8	2,20	2,22	59,9	+ 52,1	+ 6,68	0,15	0,15	4,0	15,4	+ 7,6	+1,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>									0,41	0,41				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	0,28	7,5	6,15	6,17	166,6	+159,1	+21,21	0,80	0,80	21,5	+14,0	+1,87	
SiO <sub>2</sub>	0,43	0,43	11,6	31,50	31,59	852,9	+841,3	+72,52	3,56	3,56	95,7	+84,1	+7,25	
TiO <sub>2</sub>									0,05	0,05	1,3			
K <sub>2</sub> O	0,04	0,04	1,1	1,30	1,30	35,1	+ 34,0	+30,91	0,20	0,20	5,4	+ 4,3	+3,91	
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,11	3,0	0,15	0,15	4,0	+ 1,1	+ 0,37	0,19	0,19	5,1	+ 2,1	+0,70	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>									0,07	0,07	1,9			
CO <sub>2</sub>	43,08	43,22	1162,6	26,30	26,38	712,3	-450,3	- 0,39	41,50	41,44	1114,7	-47,9	-0,03	
S									0,10	0,10	2,7			
As	—			—										
Sb	—			0,0n*										
Hg	—			0,0n*										
CaF <sub>2</sub>	—								0,81	0,81	21,8	+21,8	+ ∞	
H <sub>2</sub> O—									0,08	0,08				
п. п. п.	43,44	43,59	1172,6	26,90	27,00	729,0	-443,6	- 0,37	41,60	41,54	1117,4	-55,2	-0,04	
Σ	99,67	100,00	2690,1	99,70	100,00	2699,9	+1362,1		100,13	100,0	2687,7	+137,9		
Объемный вес	2,69			2,70			-1325,4					-121,9		
							+ 9,7		2,69			+ 16,0		

видно из химизма изменения известняков (табл. 12), магний и железо. Фтор, вступая в реакцию с кальцием, шел на образование флюорита, а железо и магний, используя имевшиеся на месте кремний и алюминий, давали хлорит. Весьма характерна приуроченность хлорито-кварцевой породы к участкам оплавления и отсутствие ее в местах, где нет

Таблица 13

Химические анализы гидротермально измененных брекчий известково-сланцевого состава

Компоненты	Серо-зеленая хлорито-кварцевая порода (обр. 187)	Оруденелая флюоритизированная порода (обр. 185)
SiO <sub>2</sub>	83,00	10,94
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,20	2,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,95	1,28
FeO	1,85	
MnO	0,00п*	0,00п*
MgO	1,10	0,75
CaO	1,92	15,42
BaO	0,0п*	0,00
K <sub>2</sub> O	1,35	0,50
Na <sub>2</sub> O	0,20	0,45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,14
CO <sub>2</sub>	1,40	
S	0,60	2,15
As	—	
Sb	0,0п*	0,п*
Hg	—	
CaF <sub>2</sub>	0,24	75,30
H <sub>2</sub> O—	0,48	0,12
П. п. п.	3,40	
Сумма	100,07	
Объемный вес	2,61	3,24

флюорита. Хлорито-кварцевая порода сменяется постепенно окварцованными и оплавленными известняками. Из сравнения результатов химического анализа этих известняков с неизменными известняками (табл. 12, 14, 15, рис. 6) обнаруживается принос кремния, алюминия, железа, магния, калия, натрия и вынос кальция и углекислоты. Оплавленная оруденелая порода перекрывается сильно осветленными сланцами, описание которых приводится ниже.

Из приведенных данных видно, что изменения известняков в обоих случаях сопровождалась выносом кальция и углекислоты,

которые переотлагались в виде жил и гнезд крупнокристаллического кальцита. В табл. 4 приведены результаты определения в известняках отдельных элементов. В измененных известняках часто или спорадически обнаруживаются Sb, Hg, Tl, Ag, Ni, Zl, полностью отсутствующие в исходной породе.

Черные филлитовидные серицито-кварцевые и кремнистые сланцы D<sub>2</sub>—C<sub>1</sub>

Черные филлитовидные сланцы залегают на эродированной поверхности известняков и доломитов. Они представляют собой тонко разлитованные породы с блестящими гладкими поверхностями сланцеватости. Как правило, они сильно давлены. Под микроскопом в них часто устанавливается плейчатость. По минеральному составу и структурным особенностям среди черных филлитовидных сланцев выделяются несколько разновидностей. Наиболее распространены серицито-кварцевые сланцы порфиробластовой или микрогранобластовой структуры с большим количеством органического вещества. Сланцеватость в большинстве случаев отчетливая и подчеркивается ориентированным расположением удлиненных зерен кварца и чешуек серицита. Описываемые сланцы слагают большую площадь на месторождении, являясь рудопокрывающими породами большинства рудных тел месторождения. В более высоких горизонтах толщи, сложенной кремнистыми сланцами, имеется сурьмя-

Таблица 14

Пересчет химических анализов неизмененных и гидротермально измененных известняков из лежащего бока оплавленной оруденелой породы (правый борт р. Джижикрут)

Компоненты	Неизмененные известняки (обр. 377, 378, 456)						Известняк окварцованный и оплавленный (обр. 188)					
	весовые %		атомные количества		количество ионов в 10000 кх <sup>3</sup>		весовые %		атомные количества		количество ионов в 10000 кх <sup>3</sup>	
	данные анализа (среднее по 3 образцам)	приведенные к 100 %	катион	анион	катион	анион	данные анализа	приведенные к 100 %	катион	анион	катион	анион
CaO	54,73	54,91	979,1	979,1	158,720	158,720	52,50	52,43	935	935	151,515	151,515
MgO	0,35	0,35	8,5	8,5	1,378	1,378	0,50	0,50	12	12	1,945	1,945
BaO	0,00п*											
MnO	0,00п*											
FeO	} 0,29	} 0,29					0,00п*					
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,15	0,15	2	2	0,324	0,324				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	0,28	6	9	0,973	1,459	0,41	0,41	6	9	0,972	1,458
SiO <sub>2</sub>	0,43	0,43	7,1	14,2	1,151	2,302	0,80	0,80	16	24	2,593	3,889
TiO <sub>2</sub>	0,0п*						3,56	3,56	58,7	117,4	9,512	19,024
K <sub>2</sub> O	0,04	0,04	0,9	0,45	0,145	0,073	0,05	0,05	0,6	1,2	0,097	0,194
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,11	4	2	0,648	0,324	0,20	0,20	4	2	0,648	0,324
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—						0,19	0,19	6	3	0,972	0,486
CO <sub>2</sub>	43,08	43,22	982	1964	159,131	318,262	0,07	0,07	1	2,5	0,162	0,405
S	—						41,50	41,44	942,9	1885,8	152,795	305,590
As	—						0,10	0,10		3,1		0,502
Sb	—						—					
Hg	—						—					
CaF <sub>2</sub>	—											
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>							0,81	0,81	10,7	21,4	1,734	3,468
п. п. п.	43,44	43,59					0,08	0,08				
Σ	99,67	100,00	1987,6	2977,25	322,085	482,456	41,60	41,54	1994,9	3018,4	323,269	489,124
Объемный вес	2,69						2,69					

$$\Sigma_{k+a}=804,541$$

$$O=5,063$$

$$\Sigma_{k+a}=812,393$$

$$O=26,121$$

Таблица 15

Миграция вещества при гидротермальном изменении белых массивных известняков S<sub>2</sub>—D<sub>1</sub> (по данным табл. 14)

Ионы	Неизмененные известняки (среднее по 3 анализам)	Известняк слабо окварцованный и оплавленый (обр. 188)			
		Количество ионов в 10 000 кх <sup>3</sup>	количество ионов в 10 000 кх <sup>3</sup>	привнос—вынос на 10000 кх <sup>3</sup>	
				абсолютная разница	во сколько раз больше (+) или меньше (—) количества ионов в исходной породе
Ca	158,720	153,249	— 5,412	—0,03	
Mg	1,378	1,945	+ 0,568	+0,41	
Fe <sup>+2</sup>	} 0,п*	0,324			
Fe <sup>+3</sup>		0,972			
Al	0,972	2,593	+ 1,621	+1,67	
Si	1,150	9,512	+ 8,362	+7,27	
Ti	0,0п*	0,097			
K	0,146	0,648	+ 0,502	+3,43	
Na	0,648	0,972	+ 0,324	+0,50	
O	5,063	26,121	+21,058	+4,78	
[CO <sub>3</sub> ]	159,131	152,795	— 6,336	—0,04	
[PO <sub>4</sub> ]	0,0	0,162	+ 0,162	+∞	
Собщ.		0,502			
F	0,0	3,468	+ 3,468	+∞	
Σ	804,541	810,498 <sup>1</sup>	+36,713		
			—30,756		
			+ 5,957		

<sup>1</sup> Fe<sup>+2</sup>, Fe<sup>+3</sup>, Ti, S<sub>общ</sub> не вошли в сумму ионов, рассчитанную на 10000 кх

„Ф о р м у л ы“

известняка неизмененного (по 3 анализам) Ca<sub>158,72</sub> Mg<sub>1,38</sub> (Fe<sup>+3</sup>+Fe<sup>+2</sup>)<sub>0,п</sub> Al<sub>0,97</sub> Si<sub>1,15</sub> Ti<sub>0,0п</sub> K<sub>0,14</sub> Na<sub>0,85</sub> O<sub>5,063</sub> [CO<sub>3</sub>]<sub>159,131</sub>

известняка окварцованного и оплавленого (обр. 188) Ca<sub>153,25</sub> Mg<sub>1,94</sub> F<sub>0,32</sub><sup>e+2</sup> Fe<sub>0,97</sub><sup>+3</sup> Al<sub>2,59</sub> Si<sub>9,51</sub> Ti<sub>0,10</sub> K<sub>0,65</sub> Na<sub>0,97</sub> O<sub>26,12</sub> [CO<sub>3</sub>]<sub>152,79</sub> [PO<sub>4</sub>]<sub>0,16</sub> Собщ<sub>0,5</sub> F<sub>3,67</sub> [ ]

химизма процесса при окварцевании и оплавленности —Ca<sub>5,41</sub>+Mg<sub>0,57</sub>+Al<sub>1,62</sub>+Si<sub>8,36</sub>+K<sub>0,50</sub>+Na<sub>0,32</sub>+O<sub>21,06</sub>—[CO<sub>3</sub>]<sub>6,34</sub>+ [PO<sub>4</sub>]<sub>0,16</sub>+F<sub>3,47</sub>

ная, а местами медно-сурьмяная минерализация, приуроченная к мериональным зонам дробления. Мощность сланцевой толщи—260—310 м.

Черные филлитовидные сланцы, непосредственно примыкающие к рудным телам со стороны висячего бока, заметно обогащены пиритом, карбонатами по сравнению со сланцами, залегающими вдали от рудных тел. В них сравнительно часто встречаются гнезда и линзообразные тела серо-черного кальцита, пронизанного тонкими иглолочками антимонита.

В кровле окварцованных оруденелых доломитов, непосредственно на контакте с покрывающими черными сланцами, имеются большие скопления жильного доломита в виде крупных гнезд и линзообразных тел с сульфидной минерализацией. Жилы доломита прослеживаются в сланцевой кровле на расстоянии до 100 м и более, сменяясь по восставанию жилами кальцита. Последние часто встречаются в кремнистых сланцах надрудной толщи и содержат кварц, кварцин, диксит, барит.

Местами в брекчированных кремнистых сланцах имеются скопления халькостибита в ассоциации с кварцем и доломитом. В зоне контакта кремнистых сланцев с отложениями нижнего карбона (песчаниками, песчанистыми известняками, сланцами) развита межформационная зона дробления, минерализованная кальцитом, антимонитом, киноварью. В таких участках сланцы заметно каолинизированы. В них обнаруживаются примеси Sb, Ag, Pb, Zn, Cd, не устанавливаемые в неизмененных разностях этих пород (табл. 4). Кроме того, чаще и в более высоких содержаниях устанавливаются Cu, Ni, Mo.

Несколько иной характер изменений сланцев в всячем боку оплавленных оруденелых тел. Здесь как в самом рудном теле, так и в покрывающих сланцах, имеются гнездообразные скопления белой, слегка зеленоватой глины, состоящей в основном из монотермита. В последнем имеются чешуйки серицита, хлорит, доломит, кальцит, флюорит. Химический анализ монотермитовой глины приведен в табл. 16. В этой же таблице приведено сопоставление состава этой породы с таковым для неизмененных черных филлитовидных сланцев (среднее по двум анализам). Как видно из данных таблицы, образование монотермитовой породы сопровождалось накоплением алюминия, щелочей и кальция и выносом кремния, магния, углекислоты. Причем, вынос, примерно, в пять раз превышает привнос. Наглядно миграция элементов при изменении сланцев видна на рис. 6, на котором приведены графики покрывающих и подстилающих пород. Как видно из рис. 6 и табл. 12, 14, 15 изменение подстилающих известняков сопровождалось выносом Ca и CO<sub>2</sub>, особенно значительным в участках, непосредственно прилегающих к оплавленному рудному телу. При образовании последнего Ca

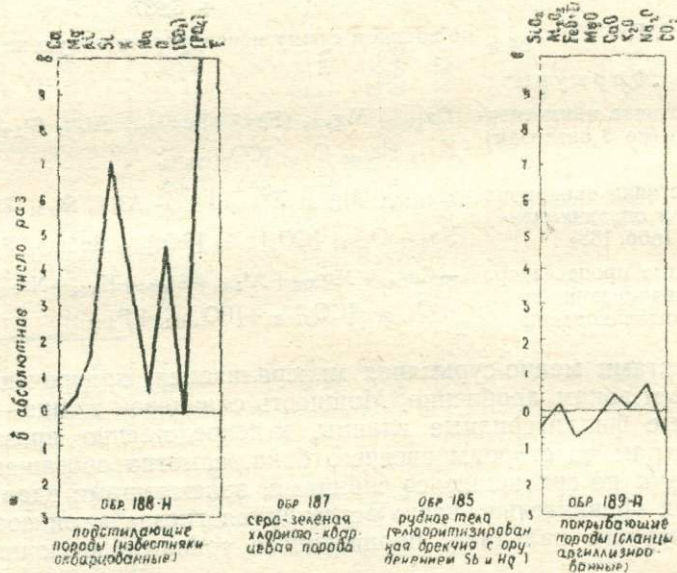


Рис. 6. Графики миграции вещества в разрезе через оплавленную оруденелую породу.

увязался с F, а CO<sub>2</sub> в огромных массах выносился в породы кровли, вызывая в них разложение алюмосиликатов (табл. 16). Большое значение имело также присутствие в растворе фтора. В результате этого значительно выносился кремний и накапливались алюминий и щелочи.

Таблица 16

Миграция вещества при гидротермальном изменении черных филлитовидных сланцев D<sub>2</sub>-C<sub>1</sub> (Основной участок)

Компоненты	Неизмененные сланцы							Монотермитовая порода				
	обр. 441			обр. 443				обр. 189				
	весовые %		количество компонента в г/1000 см <sup>3</sup>	весовые %		количество компонента в г/1000 см <sup>3</sup>	количество компонента в г/1000 см <sup>3</sup> не измененных сланцев (среднее по 2 анализам)	весовые %		количество компонента в г/1000 см <sup>3</sup>	привнос—вынос на 1000 см <sup>3</sup>	
	данные анализа	приведенные к 100%		данные анализа	приведенные к 100%			данные анализа	приведенные к 100%		абсолютная разница в г	во сколько раз больше (+) или меньше (-) количества компонента в исходной породе
SiO <sub>2</sub>	59,60	59,67	1635,0	27,00	57,20	1561,6	1599,3	44,80	44,90	911,5	-687,8	-0,43
TiO <sub>2</sub>	0,п*							0,п*				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,97	18,00	493,2	19,10	19,18	523,6	508,4	30,25	30,32	615,5	+107,1	+0,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	} 2,88	2,88	78,9	} 6,70	6,73	183,7	131,3	} 1,35	1,35	27,4	-103,9	-0,79
FeO												
MnO	00п*			00п*				-*				
MgO	2,55	2,55	69,9	3,40	3,41	93,1	81,5	2,50	2,50	50,7	-30,8	-0,38
CaO	4,06	4,06	111,2	1,80	1,80	49,1	80,1	5,74	5,75	116,7	+36,6	+0,46
BaO	0,п*			0,п*				0,п*				
K <sub>2</sub> O	4,00	4,00	109,6	3,70	3,72	101,6	105,6	6,10	6,11	124,0	+18,4	+0,17
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,22	6,0	0,32	0,32	8,7	7,4	0,65	0,65	13,2	+5,8	+0,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—			—				0,п*				
CO <sub>2</sub>	3,50	3,50	95,9	4,00	4,02	109,7	102,8	1,70	1,70	34,5	-68,3	-0,66
S общ												
As	—			—				сл.				
Sb	Следы			—				0,06	0,06	1,2		
Hg	0,0005*			—				Следы				
F												
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>												
п. п. п.	8,60	8,62	236,2	7,60	7,64	208,6	222,4	8,40	8,42	170,9	-51,5	-0,23
Σ	99,88	100,00	2740,0	99,62	100,00	2730	2736,0	99,79	100,00	2029,9	+167,9	
	2,74			2,73				2,03			-834,6=	
Объемный вес											-706,1	

Поведение ряда других элементов при изменении сланцев видно из табл. 4. В измененных сланцах в сравнении с неизменными обнаруживаются As, Tl, Hg, Sb, Zn, отсутствующие в неизменных разностях этих пород. Кроме того, увеличиваются частоты встречаемости и содержания Co, Mo.

### Песчаники и кремнистые породы С<sub>1</sub>

Этот тип оруденелых пород наблюдается на наиболее высоком рудном выходе из известных в правом борту р. Джижикрут. Гипсометрическое превышение его над наиболее низкими рудными выходами составляет более 500 м. Оруденелые песчаники и кремнистые породы на этом участке вытянуты в северо-восточном направлении полосой, ширина которой не превышает 20—30 м. Несмотря на пространственную близость оруденелых кремнистых пород и песчаников, имеются резкие различия в минеральном составе, морфологических типах, текстурных и структурных особенностях руд, отложившихся в песчаниках и кремнистых сланцах.

Кремнистые сланцы макроскопически представляют собой крепкие монолитные образования яшмовидного облика с раковистым изломом. В шлифах обнаруживаются кремневые микроорганизмы, сцементированные слабо поляризующим криптокристаллическим веществом. В последнем различаются чешуйки серицита, халцедон, кварц; имеются мелкие (0,01 мм) обломки циркона, турмалина, апатита. Антимонит в кремнистых породах слагает жилы, приуроченные к близко параллельным трещинам северо-западного простирания. Мощность антимонитовых жил 15—20 см. В зальбандах жил имеется маломощная серовато-белая криптокристаллическая оторочка, состоящая из халцедона, кварца, каолина. Изменение кремнистых пород было незначительным и выразилось в образовании в зальбандах антимонитовых жил халцедон-кварцин-каолиновой породы. Такая же порода местами цементирует обломки кремнистого сланца.

Песчаники макроскопически представляют собой серые грубозернистые, местами конгломератовидные породы. Размер наиболее крупных зерен достигает 2,5—5 мм. Кластический материал песчаников представлен крупнозернистым волнисто угасающим кварцем, серицито-кремнистыми сланцами, обломками кварцитов, роговиков. Реже встречаются обломки алевропелитовой породы с удлиненными новообразованиями кварца. Имеются в песчанике обломки циркона, апатита, турмалина, топаза, ксенотима, заключенные в качестве аксессуарных минералов в обломки пород. Цемент песчаников представлен пелитоморфным глинисто-карбонатным веществом, в котором содержится большое количество мелких обломков пород и кварца размером 0,01—0,05 мм, новообразования серицита и кварца. Для образца описываемой породы был выполнен химический анализ, из результатов которого видно, что ведущими компонентами ее являются кремнезем, окись кальция и углекислота (табл. 17, обр. 793).

В отличие от описываемых выше кремнистых пород в песчаниках имеется богатая концентрация сурьмы (до 14,44%) и ртути (до 6,14%). Рудные минералы образуют густую вкрапленность, крупные гнезда и цемент брекчий в жилообразных зонах дробления. В последнем случае обломки песчаника размером 7—10 см в поперечнике «обволакиваются» метаколлоидным антимонитом в виде близко параллельных волнисто переслаивающихся полосок. В отдельных интервалах, обычно несколько удаленных от жилообразных тел метаколлоидного антимонита,

## Миграция вещества при гидротермальном изменении песчаников (Четвертый рудный выход)

Компоненты	Песчаник неизменный (обр. 793)			Песчаники оруденелые										
	весовые %		количество компонен- та в г/1000 см <sup>3</sup>	весовые %		количество компонен- та в г/1000 см <sup>3</sup>	обр. 832			обр. 340		привнос—вынос на 1000 см <sup>3</sup>		
	данные анализа	приведенные к 100%		данные анализа	приведенные к 100%		привнос—вынос на 1000 см <sup>3</sup>			весовые %		количество компонен- та в г/1000 см <sup>3</sup>	привнос—вынос на 1000 см <sup>3</sup>	
			абсолютная раз- ница			во сколько раз больше (+) или меньше (-) коли- чества компонен- та в исходной породе	данные анализа	приведенные к 100%	абсолютная раз- ница	во сколько раз больше (+) или меньше (-) коли- чества компонен- та в исходной породе				
SiO <sub>2</sub>	58,34	58,86	1524,5	76,66	76,75	2010,8	+486,3	+ 0,32	77,60	78,32	2146,0	+621,5	+ 0,41	
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,12	3,1	0,70	0,70	18,3	+ 15,2	+ 4,90	0,20	0,20	5,5	+ 2,4	+ 0,77	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,29	2,31	59,8	3,42	3,42	89,6	+ 29,8	+ 0,49	4,14	4,19	114,8	+ 55,0	+ 0,92	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,16	4,1	1,70	1,70	44,5	+ 40,4	+ 9,85	} 4,40	} 4,45	121,9	+ 77,6	+ 1,79	
FeO	1,39	1,40	36,3	1,54	1,54	40,3	+ 4,0	+ 0,11						
MnO	0,05	0,05	1,3	0,00	0,00	0,00	— 1,3	— 1,00	0,05	0,05	1,4	+ 0,1	+ 0,08	
MgO	1,35	1,36	35,2	0,40	0,40	10,4	— 24,8	— 0,70	0,70	0,70	19,2	— 16,0	— 0,45	
CaO	19,00	19,16	492,2	6,70	6,71	175,8	— 316,4	— 0,64	1,76	1,77	48,5	— 443,7	— 0,90	
BaO	0,00	0,00	0,0	0,00	0,00				0,00	0,00				
K <sub>2</sub> O	0,64	0,64	16,6	0,64	0,64	16,8	+ 0,2	+ 0,01	1,00	1,01	27,7	+ 11,1	+ 0,67	
Na <sub>2</sub> O	0,18	0,18	4,7	0,29	0,29	7,6	+ 2,9	+ 0,62	0,30	0,30	8,2	+ 3,5	+ 0,74	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,09	2,3	0,07	0,07	1,8	— 0,5	— 0,22	0,05	0,05	1,4	— 0,9	— 0,39	
CO <sub>2</sub>	15,24	15,37	398,1	4,36	4,37	114,5	— 283,6	— 0,71	1,28	1,29	35,3	— 362,8	— 0,91	
S <sub>общ.</sub>	0,09	0,09	2,3	0,08	0,08	2,1	— 0,2	— 0,09	4,24	4,27	117,0	+ 114,7	+ 49,87	
Sb	0,05	0,05	1,3	3,06	3,06	80,2	+ 78,9	+ 60,69	3,12	3,15	86,3	+ 85,0	+ 65,38	
Hg	Следы	Следы	Следы	0,07	0,07	1,8	+ 1,8	+ ∞	0,009	0,01	0,3	+ 0,3	+ ∞	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,16	0,16		0,20	0,20				0,24	0,24				
п. п. п.	16,20			5,68										
Σ	99,90	100,00	2581,7 (2585,6 <sup>1</sup> )	99,89	100,00	2614,5	+659,5		99,09	100,00	2733,5	+971,2		
								—626,8					—823,4	
								+ 32,7					+ 147,8	
Объемный вес	2,59			2,62					2,74					

<sup>1</sup> Сумма с общим железом.

Таблица 18

## Пересчет химических анализов песчаников (Четвертый рудный выход)

Компоненты	Песчаник неизмененный (обр. 793)						Песчаник гидротермально-измененный, оруденелый (обр. 832)					
	весовые %		атомные количества		количество ионов в 10000 кх <sup>3</sup>		весовые %		атомные количества		количество ионов в 10000 кх <sup>3</sup>	
	данные анализа	приведенные к 100 %	катион	анион	катион	анион	данные анализа	приведенные к 100 %	катион	анион	катион	анион
SiO <sub>2</sub>	58,34	58,40	972	1944	151,655	303,310	76,66	76,75	1278	2556	201,554	403,109
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,12	1,5	3	0,235	0,469	0,70	0,70	9	18	1,420	2,839
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,29	2,29	46	69	7,177	10,765	3,42	3,42	66	99	10,409	15,613
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,16	2	3	0,312	0,468	1,70	1,70	22	33	3,469	5,204
FeO	1,39	1,39	19	19	2,964	2,964	1,54	1,54	21	21	3,311	3,311
MnO	0,05	0,05	0,7	0,7	0,109	0,109	0,00	0,00			6,00	6,00
MgO	1,35	1,35	33	33	5,149	5,149	0,40	0,40	6	6	0,946	0,946
CaO	19,00	19,02	339	339	52,892	52,892	6,70	6,71	120	120	18,925	18,925
K <sub>2</sub> O	0,64	0,64	12	6	1,872	0,936	0,64	0,64	12	6	1,892	0,946
Na <sub>2</sub> O	0,18	0,18	6	3	0,936	0,468	0,29	0,29	10	5	1,577	0,789
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,09	0,6	1,5	0,094	0,235	0,07	0,07	0,5	1,25	0,079	0,197
CO <sub>2</sub>	15,24	15,26		346,2		54,015	4,36	4,37		99		15,613
Собщ.	0,09	0,09		2,8		0,436	0,08	0,08		2,5		0,394
Sb	0,05	0,05	0,4		0,062		3,06	3,06	25,1		3,958	
Hg	Следы	Следы					0,07	0,07	0,3		0,047	
H <sub>2</sub> O—	0,16	0,16					0,20	0,20				
п. п. п.	16,20	16,22					5,68	5,68				
Σ	99,90	100,00	1778,4	3116,4	277,472	486,333	99,89	100,00	1578,9	2966,75	263,403	483,869
Объемный вес	2,59						2,62					
					Σ <sub>k+a</sub> = 601,384						Σ <sub>k+a</sub> = 700,081	
					O = 323,476						O = 436,283	

Миграция вещества при гидротермальном изменении  
песчаников (по данным табл. 18).

Элементы	Количество ионов в 10 000 кх <sup>3</sup>		Привнос—вынос на 10 000 кх <sup>3</sup>	
	песчаник неизмененный (обр. 793)	гидротермально измененный (обр. 832)	абсолютная разница	во сколько раз больше (+) или меньше (—) количества ионов в исходной породе
Si	151,655	201,708	+ 50,053	+ 0,33
Ti	0,235	1,420	+ 1,185	+ 5,04
Al	7,177	10,417	+ 3,240	+ 0,45
Fe <sup>+3</sup>	0,312	3,472	+ 3,160	+ 1,01
Fe <sup>+2</sup>	2,964	3,314	+ 0,350	+ 0,12
Mn	0,109	0,00	— 0,109	—
Mg	5,149	0,947	— 4,202	— 0,82
Ca	52,892	18,940	— 33,952	— 6,40
K	1,872	1,894	+ 0,022	+ 0,01
Na	0,936	1,578	+ 0,642	+ 0,69
Sb	0,062	3,962	+ 3,900	+ 62,90
Hg	Следы	0,047	+ 0,047	+ ∞
O	323,476	436,283	+ 112,807	+ 0,35
[CO <sub>2</sub> ]	54,015	15,625	— 38,390	— 0,73
PO <sub>4</sub>	0,094	0,079	— 0,015	— 0,16
S общ	0,436	0,395	— 0,041	— 0,10
Σ	601,384	700,081	+ 175,406	
			— 76,709	
			+ 98,697	

## «Ф о р м у л ы»:

песчаника неизмененного (обр. 793)	Si <sub>151,655</sub> Ti <sub>0,235</sub> Al <sub>7,177</sub> Fe <sub>0,312</sub> <sup>+3</sup> Fe <sub>2,964</sub> <sup>+2</sup> Mn <sub>0,109</sub> Mg <sub>5,149</sub> Ca <sub>52,892</sub> K <sub>1,872</sub> Na <sub>0,936</sub> Sb <sub>0,062</sub> Hg <sub>сл.</sub> O <sub>323,476</sub> [CO <sub>2</sub> ] <sub>54,015</sub> [PO <sub>4</sub> ] <sub>0,094</sub> S <sub>общ0,436</sub>
песчаника измененного (обр. 832)	Si <sub>201,708</sub> Ti <sub>1,420</sub> Al <sub>10,417</sub> Fe <sub>3,472</sub> <sup>+3</sup> Fe <sub>3,314</sub> <sup>+2</sup> Mg <sub>0,947</sub> Ca <sub>18,940</sub> K <sub>1,894</sub> Na <sub>1,578</sub> Sb <sub>3,962</sub> Hg <sub>0,047</sub> O <sub>436,283</sub> [CO <sub>2</sub> ] <sub>15,625</sub> [PO <sub>4</sub> ] <sub>0,079</sub> S <sub>общ0,395</sub>
химизма процесса	+Si <sub>50,053</sub> +Ti <sub>1,185</sub> +Al <sub>3,240</sub> +Fe <sub>3,160</sub> <sup>+3</sup> +Fe <sub>0,350</sub> <sup>+2</sup> —Mn <sub>0,109</sub> — —Mg <sub>4,202</sub> —Ca <sub>33,952</sub> +K <sub>0,022</sub> +Na <sub>0,642</sub> +Sb <sub>3,900</sub> +Hg <sub>0,047</sub> + +O <sub>112,807</sub> —[CO <sub>2</sub> ] <sub>38,390</sub> —[PO <sub>4</sub> ] <sub>0,015</sub> —S <sub>общ0,041</sub> ;

сурьма и железо присутствуют исключительно в окисной форме — валентинит, сенармонтит, маггемит. В табл. 17 приведены химические анализы песчаника с окисной (обр. 832) и сульфидной минерализацией (обр. 340), пересчитанные по окисно-объемному методу. Кроме того, для образца с окисной минерализацией и неизмененного песчаника сделаны пересчеты по атомно-объемному методу (табл. 18, 19). Из сравнения этих данных выявляется в обоих случаях, как это наглядно изображено на рис. 7 и видно из «формулы», примерно, одинаковая картина миграции элементов: привнос кремния, алюминия, железа, щелочей и рудных компонентов и вынос кальция, магния, углекислоты. В отличие от образца с сульфидной минерализацией для песчаника с окисной минерализацией характерно очень низкое содержание серы, меньше, чем в исходной породе. Баланс изменений в обоих случаях выражается привносом. Для песчаника с окисной минерализацией он равен 32,7 г на



в зоне контакта с доломитами (табл. 20, обр. 825), эти элементы, за исключением калия, незначительно накапливаются. Изменения доломитов в большинстве случаев сопровождались выносом вещества и повы-

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД		СЛАНЦЫ		ДОЛОМИТЫ							ИЗВЕСТ- НЯКИ		СЛАН- ЦЫ	ПЕСЧА- НИКИ		
ВОЗРАСТ		S <sub>1</sub> W		S <sub>2</sub> 1d							S <sub>2</sub> -D <sub>1</sub>	D <sub>2</sub> C <sub>1</sub>	C <sub>1</sub>			
Нообр		791	825	826	658	516	517	606	512	739	511	448	188	189	832	340
ОБЪЕМНЫЙ ВЕС	ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ	2,06	2,76	2,81	2,67	2,72	2,81	2,72	2,64	2,66	2,74	2,70	2,69	2,63	2,62	2,74
	ПОРОДЫ ИСХОДНЫЕ	2,58	2,66	2,80	2,80	2,80	2,80	2,71	2,72	2,72	2,71	2,69	2,69	2,74	2,59	2,59
Ca		#	-	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	+	-	-
Mg		+	#	-	-	-	-	-	-	-	-	#	+	-	-	-
Ba		#	+					#	#	#	#					
Fe <sup>+2</sup>		-						#	+	+	-				+	
Fe <sup>+3</sup>		+	+	#	-	#	#	#	+	+	-	#	#	-	#	#
Al		-	+	#	+	+	#	#	#	#	#	#	#	+	+	+
Si		-	+	#	#	+	#	#	#	#	#	#	#	-	+	+
K		-	-	#	-	-	#	#	#	-	-	#	#	+	+	+
Na		+	+	#	#	+	#	-	-	-	-	+	+	+	+	+
F		-	-					#	#	#	#		#			
[CO <sub>2</sub> ]		#	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S <sub>обн</sub>			#				#								-	#
[SO <sub>4</sub> ]		#						#	#	+						
БАЛАНС	В ГРАММАХ	+869	+939	+5,3	+30,0	+80,0	+49,8	-50,0	+30,0	+10,0	-30,0	+9,7	+16,0	+706,1	+32,7	+478
ИЗМЕНЕНИИ	В МОНАХ	-36,1%						34,57	+20,30	43,35	-35,83	+5,96		+98,7		
N	ТАБЛИЦЫ	2	3	7	6			11				12	12,15	16	17,19	17

# | в 1 и больше, + | в 0,1, ± | в 0,01 РАЗ БОЛЬШЕ ИЛИ МЕНЬШЕ В СРАВНЕНИИ  
с исходной породой

Рис. 8. Диаграмма миграции основных элементов (компонентов) при изменении пород.

шением пористости. Лишь в случае выполнения трещин и в зоне контакта с подстилающими серо-зелеными сланцами (обр. 517, 826) имел место привнос и уменьшение пористости. Основной вид изменений доломитов в начальные стадии минерализации — дедоломитизация, окварцевание, серицитизация, пиритизация; как следствие этих процессов — переотложение компонентов породы и образование ореола доломитизации. В средние стадии преобладала сульфидная минерализация, окварцевание, локально-диккитизация; в конечные — образование доломитовых жил с сульфидами, локально — анкеритизация-баритизация, диккитизация, кальцитизация.

Изменения известняков менее значительны и устанавливаются только в лежащем боку минерализованных брекчий, развитых вдоль контакта их с черными филлитовидными сланцами. Изменения известняков сопровождались выносом кальция и углекислоты и привносом железа, алюминия, кремния, щелочей. В отдельных участках имел место привнос фтора. Характерно, что суммы привноса и выноса, примерно, уравновешиваются, и пористость породы почти не меняется. Наибольшее количество привноса падает на кремний, наибольшее количество выноса — на кальций и углекислоту. Основной вид изменения известняков: в начальные стадии — окварцевание, доломитизация, анкеритизация; в

средние — окварцевание, оруденение, локально—оплавление; в конечные — кальцитизация, локально — сульфидная минерализация.

Изменение песчаных с карбонатным цементом сопровождалось выносом кальция, магния и углекислоты и привносом железа, алюминия, кремния, щелочей. Качественная сторона химизма процесса, как видно из рис. 8, вполне аналогична изменению доломитов, однако в отличие от них при изменении известковых песчаников имеет место значительный привнос и уменьшение пористости.

Изменение алюмосиликатных пород кровли обычно незначительны и выразились в их окварцевании, карбонатизации, диккитизации. Однако висячем боку оплавленных пород сланцы обычно сильно изменены и превращены в монотермитовую глину. Здесь имел место (обр. 189) вынос кремния, железа и накопление алюминия и щелочей. Изменения сопровождалось значительным выносом.

Изложенный материал свидетельствует о значительно меняющемся составе гидротермальных растворов как в разные стадии минерализации, так и в пределах одной стадии. Состав раствора значительно меняется по мере взаимодействия его с вмещающими породами и продвижения в более высокие горизонты месторождения.

Почти во всех рассмотренных случаях наибольшее количество привноса падает на кремний и наибольшее количество выноса — на кальций, магний и углекислоту. Эти компоненты, высвобождаясь в огромных количествах при гидротермально-метасоматических изменениях карбонатных пород и брекчий карбонатно-сланцевого состава, выносились в более высокие участки, образуя ореолы карбонатизации как вблизи рудных тел, так и на значительном удалении от них. Характерно, что гидротермальный доломит располагается обычно ближе к рудным телам, чем кальцит. Все это позволяет рассматривать карбонатные жилы, и в частности жилы доломита, особенно в случае обнаружения в них примесей рудообразующих элементов, как индикаторы скрытого оруденения, залегающего на глубине 100—150 м.

Хорошим поисковым критерием являются окрашенные в розовые, красновато-розовые и дымчатые тона кальциты, широко развитые в известняках надрудной толщи.

В алюмосиликатных породах надежными критериями скрытого оруденения являются диккитизированные и аргиллизированные сланцы.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бабаев К. Л. Генетическая характеристика кварцевых образований хребта Нура-Тау, Тр. Ин-та геол. АН УзССР, № 9, 1949.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1955.
- Князев И. И. Гидротермально измененные карбонатные породы. В кн.: «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». Госгеолтехиздат, 1954.
- Мудрогина Н. С., Насыбуллин Н. Н. К вопросу о генезисе окварцованных пород Шинк-Магнанского района. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 46, 1961.
- Наковник Н. И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 87, вып. 4, 1958.
- Наковник Н. И. Определение «выноса-привноса» вещества при метасоматизме и закон Линдгрена. Зап. Всесоюз. Минер. общ., ч. 93, вып. 1, 1964.
- Новикова Т. И. Доломиты верхнего силура в центральной части северного склона Гиссарского хребта. Докл. АН Тадж. ССР, № 19, 1956.
- Новикова Т. И. Минералогия ртутно-сурьмяного месторождения Джижикрут (Центральный Таджикистан). Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1959.
- Панов Б. С. О гидротермальном изменении вмещающих пород Никитовского ртутного месторождения. Тр. Донецкого политехн. ин-та, т. 50, 1960.

Рудник В. А. Определение количественного изменения вещества при метасоматозе. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 91, вып. 6, 1962.

Сургай В. Т. Рудоносный кварцево-флюоритовый метасоматоз карбонатных пород. Изв. Кирг. филиала АН СССР, вып. 1, (XI), 1954.

Сургай В. Т. Околорудные изменения вмещающих пород как поисковые признаки сурьмяно-ртутной рудоносности Киргизии. Тр. Ин-та геол. АН Кирг. ССР, вып. 9, 1957.

Федорчук В. П. Методы поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. Изд. Недра, 1964.

Федорчук В. П. Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. Изд. Недра, 1969.

Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессе минералообразования и условия их концентрации. В кн.: «Вопросы геохимии и минералогии», т. 1, Изд. АН СССР, 1956.

Т. И. НОВИКОВА, Ю. А. ШУЛИКОВСКАЯ

### **ЧИНСҲОИ КУҲИИ КОНИ СУМОБУ СУРЪМАИ ЧИЧИКУРУТ ВА ДИГАРГУНШАВИ ОНҲО БО ТАЪСИРИ ПРОЦЕССИ ГИДРОТЕРМАЛИ**

Дигаргун шавии чинсҳои куҳӣ бо пайдошавии минералҳо во-  
бастагӣ доранд. Муаллифон ба ҳамин хулоса омада, як чанд критерия-  
ҳои оид ба пайдошавии минералҳо ва дигаргун шавии чинсҳои куҳӣ  
аҳамияти калоне медиҳанд.

В. В. МОГАРОВСКИЙ

## О ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ОРТОКЛАЗИЗАЦИИ НА ФЛЮОРИТОВОМ РУДОПРОЯВЛЕНИИ ОДЖУК (Гиссарский хребет, Таджикистан)

После изучения гидротермальной дорудной ортоклазизации на флюоритовых месторождениях Кандара, Бигар, Мгус (Могаровский, 1965) аналогичные изменения были обнаружены и на флюоритовом рудопроявлении Оджук. Последнее расположено в бассейне одноименной реки, левого притока р. Варзоб. Рудопроявление представлено двумя небольшими крутонаклонными линзообразными залежами, локализованными в лежачем боку кварцевой жилы, приуроченной к Прорабскому разрыву субмеридионального простираения. Вмещающими породами флюоритовых залежей являются кварцевая жила и окварцованные и серицитизированные порфиroidные граниты.

Указанные процессы окварцевания и серицитизации наиболее ранние и связаны с формированием кварцевой жилы.

Следующий по времени проявления процесс изменения пород — ортоклазизация, причем последняя в основном наложилась на кварц-серицит-калишпатовые породы, расположенные непосредственно около кварцевой жилы.

Таким образом, зона ортоклазизации на Оджуке представляет собой сильно измененные граниты с обильными прожилками, гнездами и неправильной формы обособлениями кварц-ортоклазового состава. Лишь в отдельных местах ортоклаз приурочен к кварцевой жиле. Мощность интенсивно ортоклазизированных пород 2—3,5 м; на расстоянии 1 м около этой зоны в гранитах встречаются единичные прожилки ортоклаза (рис. 1).

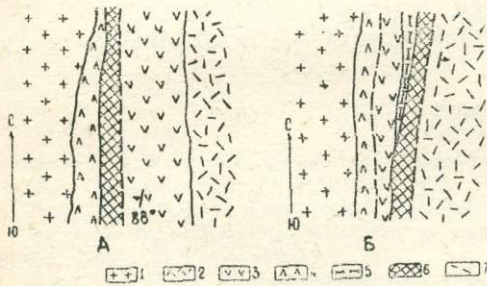


Рис. 1. Схемы строения зоны ортоклазизации на рудопроявлении Оджук.

1 — гранит; 2 — кварц; 3 — сильная ортоклазизация в измененных гранитах; 4 — слабая ортоклазизация в гранитах; 5 — ортоклазизация в кварце; 6 — зона оплавления; 7 — тектонические нарушения.

на расстоянии 1 м около этой зоны в гранитах встречаются единичные прожилки ортоклаза (рис. 1). Мощность прожилков обычно 0,3—1 см, реже — 2—3 см. Более крупные жилки представляют собой системы сближенных

очень мелких прожилков. По составу прожилки обычно кварц-ортоклазовые, реже — ортоклаз-кварцевые и еще реже встречаются кварцевые с незначительной примесью ортоклаза. Строение их такое же, как и на

Кандаринском месторождении: в призальбандовых частях — ортоклаз, в центре — кварц, иногда с примесью халцедона. Отмечались «двухслойные» прожилки, в лежачем боку которых концентрируется кварц, а в висячем — ортоклаз.

Ортоклазовые прожилки мелкие, но они довольно интенсивно «насыщают» породу. Направление их различное, но в основном они располагаются примерно параллельно тектоническому нарушению и, следовательно, рудным телам. В кварце ортоклазовые прожилки более крупные (обычно 2—3 см); кроме того, ортоклаз здесь образует неправильной формы обособления. В этих прожилках и обособлениях довольно обилён серый халцедон.

Ортоклаз темно-розовый, очень мелкозернистый. В шлифах отмечается слабая пелитизация.  $2V$ , замеренный на федоровском столике, изменяется в пределах  $60-62^\circ$ . Принадлежность минерала к ортоклазу доказывается рентгенометрическими данными (рис. 2). Результаты хи-

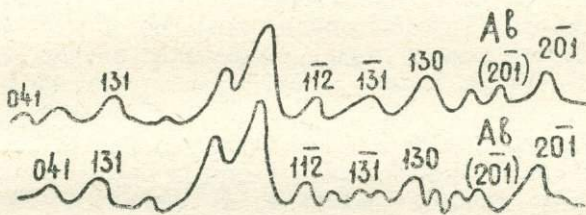


Рис. 2. Порошкограммы ортоклаза из Оджука. Условия съемки: дифрактометр УРС—5ИМ,  $FeK\alpha$  скор.  $1^\circ/\text{мин.}$ ;  $1^\circ=1$  см. Аналитик Л. А. Хорошилова.

мического анализа ортоклаза с незначительной примесью кварца следующие: (вес. %):  $SiO_2$  — 70,74;  $Al_2O_3$  — 15,3;  $Fe_2O_3$  — 0,78;  $MgO$  — 0,05;  $CaO$  — 0,28;  $Na_2O$  — 0,11;  $K_2O$  — 12,05, п. п. — 0,52;  $H_2O$  — 0,12;  $P_2O_5$ —0,01; сумма 99,46 (аналитик Н. Г. Классен). Кроме того, спектральным анализом в ортоклазе обнаружены Sr, Ti, Li, Pb, Mn (0,0п%), Cr, Ni, V, Cu (0,00п%), Be (0,000п—0,00п%), Ba (0,п%), Tl (0,00п—0,0п%).

Таким образом, в отличие от ортоклаза других месторождений (Могаровский, 1965) ортоклаз Оджука характеризуется постоянным, несколько повышенным содержанием таллия и лития. По времени образования ортоклаз является дорудным: он пересекается флюоритовыми прожилками и в целом оплавление развивается по ортоклазизированным породам. Абсолютный возраст ортоклаза, определенный калий-аргоновым методом, составляет  $126 \pm 5$  млн. лет. Следовательно, возраст флюоритового оруденения на Оджуке следует рассматривать как послепалеозойский.

Таким образом, дорудные гидротермальные изменения пород на флюоритовом рудопроявлении Оджук выражены окварцеванием, серицитизацией и хлоритизацией гранитов. Ортоклазизация накладывается на указанные изменения и по времени она наиболее близко сопряжена с процессом оруденения. Строение как зон ортоклазизации в целом, так и строение и состав отдельных прожилков ортоклаза в пределах этой

зоны аналогичны таковым на Кандаринском месторождении. Меньшая мощность ортоклазизированных пород на Оджук находится в соответствии со значительно меньшей интенсивностью оруденения.

#### ЛИТЕРАТУРА

Могаровский В. В. Околорудная ортоклазизация на некоторых флюоритовых месторождениях южного склона Гиссарского хребта. Докл. АН СССР, т. 163, № 2, 1965, 468—470.

В. В. МОГАРОВСКИЙ

#### ОИД БА ОРТОКЛАЗИЗАЦИИ ГИДРОТЕРМАЛИ ДАР Кони ФЛЮОРИТИ ОДЖУК (КАТОРКУҲИ ХИСОР, ТОЧИКИСТОН)

Дар мақола маълумотҳои нави оид ба шакли дигаргуншавии наздимаъдани дар Кони флюорити Оджук оварда шудааст.

\*\*\*\*\*

С. А. МОРОЗОВ

## ГЕНЕЗИС КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ ПАМИРА

Вопросы генезиса изучаемых жил нашли отражение в работах Н. К. Морозенко (1946), А. И. Захарченко (1955) и некоторых других исследователей. Мы в основном придерживаемся взглядов названных исследователей, однако полученные новые данные позволяют несколько изменить и дополнить многие детали процесса формирования месторождений горного хрусталя Памира.

Исследованный район, включающий в себя Ванчский и Язгулемский, представляет собой крупный антиклинорий, складчатую структуру первого порядка, осложненный складками второго, третьего и более мелкого порядков и серией разрывных нарушений. На большей части площади распространены отложения мощного (до 4000—5000 м) осадочно-метаморфического «немного» песчано-сланцевого комплекса пород с горизонтами мраморов. По данным многих исследователей этот комплекс пород согласно перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями ордовика и поэтому условно относится к нижнему палеозою. Отложения силура и частично девона приурочены главным образом к синклиналильным прогибам.

Интрузивные породы имеют довольно значительное распространение. Магматические образования представлены комплексами предкаледонских и киммерийских основных пород, раннеальпийских гранитоидных и позднеальпийских субэффузивных пород (Хамидов, 1960). Наибольшим развитием пользуются породы раннеальпийского гранитоидного комплекса (Хамидов, и др., 1962; Аврашов и др., 1963).

Кварцевые жилы в большинстве случаев представляют мономинеральные кварцевые или карбонато-кварцевые образования, в которых в виде незначительных примесей встречаются некоторые другие минералы (гидрослюда, барит, пирит, гематит и др.). Минералогия жил в большинстве случаев сравнительно проста (Морозов, 1964б). Размеры жильных тел, как правило, небольшие. По условиям залегания выделяются согласные, обратопалающие и поперечно секущие жилы. Форма кварцевых жил разнообразна. Наибольшим распространением пользуются плитообразные, линзовидные и неправильно-линзовидные тела. В исследуемом районе выделяются хрусталеносные и нехрусталеносные жилы.

Нехрусталеносные кварцевые жилы сложены мелкозернистым кварцем и характеризуются правильной пластообразной и линзообразной формой. Жилы этого типа пользуются широким распространением и

приурочены в основном к сланцам. Реже они имеются и в других породах: кварцитах, песчаниках, мраморах, гранитоидах.

Нехрусталеносные жилы, как правило, имеют плотное сложение и мономинеральный кварцевый состав. Лишь изредка в них в виде незначительных примесей имеются сульфиды (молибденит, пирит), биотит, альбит, карбонаты (анкерит). Очень редко в таких жилах встречаются отдельные небольшие пустотки с мелкими кристалликами горного хрусталя.

По мнению большинства исследователей (Захарченко, 1955 и др.), нехрусталеносные жилы формировались при больших давлениях и неоднократном внутриминерализационном дроблении и грануляции отлагающегося кварца. Мы и некоторые другие исследователи наблюдали случаи пересечения нехрусталеносных жил хрусталеносными. Помимо этого нехрусталеносные кварцевые жилы, как на это совершенно справедливо указывал А. И. Захарченко (1955), приурочены к наиболее ранней системе трещин, а именно к пластовой. Перечисленные факты позволяют говорить, что нехрусталеносные жилы являются образованиями более ранними по сравнению с хрусталеносными.

Хрусталеносные кварцевые жилы, помимо наличия в них полостей с горным хрусталем, отличаются по ряду минералогических признаков, по структуре жильного кварца, наличию хорошо заметных зон околожильных измененных пород и некоторыми другими особенностями. Большинство их приурочено к кварцитовым и песчаниковым породам.

Морфологические особенности хрусталеносных жил определяются структурой вмещающих пород и характером их трещиноватости. Типичная хрусталеносная жила — это резко вытянутое в двух направлениях тело с раздувами, пережимами и многочисленными апофизами. Среди жил относительно простой формы выделяются линзообразные, четковидные, пластообразные и камерные. Наиболее хрусталеносными являются жильные образования сложной формы: камерные, ветвистые с раздувами и апофизами, отдельные трубы, карманы, гнезда, линзы, погребка и им подобные образования, формирование которых происходило не только за счет простого заполнения трещинных пустот, но и в результате растворения и метасоматоза вмещающих пород, а также гидротермальной переработки ранее отложенного кварца. Минералогия хрусталеносных жил намного богаче, чем нехрусталеносных. В них встречаются помимо кварца карбонаты, гидрослюды, турмалин, барит и некоторые другие минералы (Морозов, 1964 б).

Хрусталеносные жилы всегда сложены крупнозернистым или шестоватым жильным кварцем. Такие структуры кварца, видимо, свидетельствуют о более спокойной кристаллизации последнего. Хрусталеносные жилы всегда сопровождаются определенными ясно выраженными измененными околожильными породами. В песчаниках это изменение проявлено в виде серицитизации, в мраморах — окварцевания, доломитизации, турмалинизации и пр.

Всестороннее изучение хрусталеносных жил позволяет А. И. Захарченко (1955) говорить, что их образование происходило в условиях многократного раскрытия трещин, причем процессы приоткрывания трещин господствовали над процессами минерального заполнения их, в результате чего образовались свободные полости, в которых при благоприятных условиях мог кристаллизоваться горный хрусталь.

В изучаемом районе почти всеми исследователями выделяются, в основном, три типа полостей с горным хрусталем: остаточные, трещинные, полости растворения (Захарченко, 1955; Ермаков, 1946). Наиболь-

ший интерес представляют полости растворения, в которых наблюдается высококачественный горный хрусталь.

### Непосредственный источник кварцеобразующих и хрусталеобразующих растворов

Почти все исследователи (Морозенко, 1946; Захарченко, 1955; Хамидов, 1954, 1959, 1961; и др.) признают, что хрусталеносные жилы исследуемого района генетически связаны с интрузивными породами, широко развитыми здесь. Эта связь доказывается следующими фактами. Как уже неоднократно отмечалось предыдущими исследователями и было показано нами ранее (Морозов, 1964 а), участки концентрации кварцевых жил пространственно тяготеют к выходам интрузивных пород альпийского возраста. За пределами распространения этих интрузивных пород количество кварцевых жил резко падает, а перспективность их в смысле хрусталеносности заметно снижается, несмотря на наличие в ряде мест остальных благоприятных признаков (антиклинальные структуры третьего порядка, «благоприятные» породы и т. п.). Однако следует подчеркнуть, что большинство хрусталеносных жил размещено среди осадочно-метаморфических пород вне контуров интрузивных массивов. Эти жилы образуют локально обособленные участки на разных расстояниях от интрузивных массивов, т. е. не образуют ореолов вокруг них. Пространственное положение кварцевых жил определяется зонами разломов, положением «продуктивных» кварцитовых толщ, антиклинальных структур третьего порядка вне зависимости от положения обнажающихся на современном эрозионном уровне интрузивных массивов. Такое положение участков концентрации кварцевых жил, когда они тяготеют к выходам интрузивных пород и в то же время не образуют ореолов вокруг отдельных интрузивных массивов, видимо, свидетельствует о генетической связи как первых, так и вторых с одним и тем же магматическим очагом.

Н. К. Морозенко (1946), А. И. Захарченко (1955) и некоторыми другими были описаны случаи непосредственного перехода аплитов, пегматитов, альбититов в хрусталеносные жилы. Однако по сообщению А. С. Аврашова, который, детально изучив эти образования, а также материалы документации их, пришел к выводу, что в тех случаях, когда образования, принадлежащие к различным этапам минерализации, формируют тело жилы в плоскости одной и той же трещины или разлома, наблюдается интенсивное раздробление жилы предыдущего этапа минерализации с цементацией ее минеральными образованиями последующего этапа. Подобные явления наблюдали и мы на отдельных участках исследуемого района. Эти факты, видимо, свидетельствуют о том, что формирование продуктов разных этапов минерализации разобщено во времени и продукты более поздних этапов наложены на более ранние. Следовательно, здесь наблюдается пространственная связь, обусловленная структурными факторами — общностью путей поступления растворов, сформировавших как жильномагматические, так и постмагматические образования.

Определение абсолютного возраста (Аврашов, 1963) показывает, что как магматические породы, так и пространственно тяготеющие к ним хрусталеносные жилы относятся к одному и тому же альпийскому тектоно-магматическому циклу, причем хрусталеносные образования в пределах этого цикла являются более поздними.

Анализ изменения химического состава интрузивных пород от древних к молодым свидетельствует об эволюции их от более основных (диориты) к более кислым (биотитовые граниты, плагиограниты, лейкокра-

товые граниты), т. е. наблюдается тенденция к увеличению содержания кремнезема в интрузивных породах по мере развития магматической деятельности. В исследуемом районе известны несомненно магматические дайковые образования, состоящие почти исключительно из кварца, отнесенные М. Х. Хамидовым (1957) к силекситам. Эти факты свидетельствуют о том, что в магматическом очаге в процессе эволюции накапливались значительные количества кремнезема. Источником кремнезема для формирования исследуемых кварцевых жил, вероятно, был магматический очаг.

В районах концентрации кварцевых жил наблюдается площадное окварцевание пород: песчаники превращаются в кварцитовидные породы и кварциты. Причем процесс происходит с явным привносом кремнезема из более глубоких горизонтов земной коры и скорее всего из магматического очага.

Наши наблюдения (Морозов, 1964 а) показали, что минеральный состав жилобразующего материала в большинстве случаев не зависит от состава вмещающих пород, непосредственно контактирующих с жилой. Так, например, кварцево-карбонатные жилы располагаются в песчаниках, сланцах, интрузивных породах и мраморах, причем количественные подсчеты не указывают на избирательную приуроченность определенных минеральных типов жил к каким-либо определенным породам.

Изучение околожилльных измененных пород показывает, что у хрусталеносных жил мощность зон измененных пород несравненно меньше (первые сантиметры — десятки сантиметров), и это изменение в основном проявляется в окварцевании и частичной перекристаллизации пород. У хрусталеносных образований, располагающихся в песчаниках, процессы изменения проявлены в основном серицитизацией, сопровождающейся значительным выносом кремнезема и некоторых других компонентов из вмещающих кварцитовидных пород. Этот процесс всегда сопровождается уменьшением объемного веса породы и перекристаллизацией пород. Подсчеты баланса кремнезема в околожилльных измененных породах у хрусталеносных жил показывают, что из них выносятся около 200—500 кг кремнезема на 1 м<sup>3</sup> измененной породы. Обычно мощность измененных пород со стороны каждого зальбанда не превышает мощности жилы. Поэтому объем измененной породы будет не более чем в два раза больше объема жилы. В этом случае вес кремнезема, вынесенного из вмещающих пород, составит всего лишь 15—30% от веса кремнезема, сосредоточенного в кварцевой жиле. Приведенные приблизительные подсчеты свидетельствуют, что значительная часть кремнезема принесена издали. Однако наблюдавшиеся процессы изменения околожилльных пород с выносом кремнезема у хрусталеносных жил с полостями растворения, несомненно, указывают, что в период образования полостей растворения, с которыми связано основное количество промышленного горного хрусталя, кремнезем извлекался из близлежащих вмещающих пород. К этому следует добавить, что минеральный состав внутриволостного заполнения полностью соответствует составу околожилльных пород.

Как показывает анализ характера размещения кварцевых жил и связанных с ними месторождений (Морозов, 1964 а), основными путями движения гидротермальных растворов служили определенные крутопадающие разрывные нарушения северно-восточного простирания. Такими нарушениями являются серия Гуджоваст-Лянгарских, Оуди-Андербэгских и Барнавадж-Абдукагорских разрывов.

### Температурный режим минералообразования и его эволюция

Для выяснения температурного режима минералообразования, установления последовательности кристаллизации минералов мы провели более 200 определений температур методом растрескивания и около 1200 определений методом гомогенизации газовой-жидких включений (Морозов, 1964).

В большинстве случаев массовое растрескивание жильного кварца, связанное с разрывом первичных включений, начинается при температурах 275—350° и заканчивается при 450—500°; максимумы растрескивания располагаются в интервалах температур 350—450°. Многие образцы дают подъемы кривых растрескивания при температурах 550—600° и при 150—225°. Первые пики, видимо, связаны со звуковыми эффектами при  $\alpha \rightarrow \beta$  превращениях кварца, вторые — с разрывом вторичных включений, образовавшихся при залечивании трещин в жильном кварце и частичной перекристаллизации его в период формирования кристаллов горного хрусталя в полостях растворения.

Результаты растрескивания кварца показывают, что наиболее высокотемпературным является мелкозернистый жильный кварц нехрусталеносных жил (450—400°). Жильный кварц хрусталеносных жил формировался при несколько меньшей температуре порядка 300—400°. Полученные данные в целом подтверждают последовательность образования исследуемых жил, отмеченную А. И. Захарченко (1955).

Очень часто у хрусталесодержащих полостей происходит перекристаллизация жильного кварца, превращение его в полупрозрачные друзовидные агрегаты, а в самих полостях часто имеется щебенка кварца с регенерированными сколами. Термометрические исследования их показывают, что они, наряду с основным эффектом, характерным для жильного кварца, обладают дополнительным, соответствующим температурам образования горного хрусталя. Этот факт говорит о том, что выше отмеченные преобразования жильного кварца происходили в период формирования горного хрусталя в полостях растворения. Исследования жильного кварца из различных участков жил показывают, что у зальбандов жил начало массового растрескивания происходит на 25—50° выше, чем в центральных частях жилы. Это обстоятельство позволяет говорить, что формирование жильного кварца происходило при «перепаде» температур всего 25—50°.

Методом декрепитации были проанализированы образцы кварца из жил, различно расположенных относительно раннеальпийских гранитоидных интрузивных массивов, выходящих на дневную поверхность в изучаемом районе, с которыми, как указывают предыдущие исследователи (Захарченко, 1955 и др.), эти жилы генетически связаны. Полученные данные свидетельствуют о том, что жильный кварц хрусталеносных жил дает максимальные эффекты растрескивания при очень близких температурах независимо от того, как эти жилы расположены относительно вышеотмеченных интрузивных массивов. Из 162 проанализированных проб зернистого кварца хрусталеносных жил из разных участков исследуемого района в подавляющем большинстве их (102 пробы) начало массового растрескивания располагается в хорошо выдержанном интервале температур 300—350°. По отдельным месторождениям выделяются свои определенные интервалы температур. Полученные данные не укладываются в рамки той зональности, которая отмечалась ранее А. И. Захарченко (1955) и М. Х. Хамидовым (1957). В связи с этим можно сделать предположение, что исследуемые кварцевые жилы имеют лишь пространственную связь с гранитоидными интрузивами, распространенными в районе работ.

Термометрические исследования методом гомогенизации позволяют говорить, что кристаллизация горного хрусталя в изучаемых кварцевых жилах происходила повсеместно из гидротермальных растворов (гомогенизация включений растворов в жидкую фазу). Она началась при температурах 400—320°, происходила при относительно постепенном снижении их до 210—180° и закончилась в основном при 120—100° (без поправок). Для отдельных месторождений, жил, полостей и кристаллов кварца характерны свои вполне определенные интервалы температур, зависящие, видимо, от положения жил, полостей и кристаллов по отношению к источникам растворов и от времени начала кристаллизации горного хрусталя в этих жилах и полостях по отношению ко всему процессу минералообразования в целом.

Основное количество горного хрусталя образуется при сравнительно стабильных и невысоких температурах порядка 240—180° (без поправок). Кристаллизация горного хрусталя в целом по всему району происходила при постепенном снижении температур, а на протяжении всего процесса хрусталеобразования не было резких скачков температуры, хотя перерывы в росте кристаллов имели место, на что указывает наличие зональных кристаллов, «колпачков растворения» в кристаллах кварца (Морозов, 1964 б) и некоторые другие факты.

Проведенные термометрические исследования кварца очень хорошо подтверждают геологические наблюдения о том, что кристаллизация горного хрусталя происходила в основном в два периода: непосредственно вслед за образованием жильного кварца и несколько позднее. Сопоставление температур формирования жильного кварца и кристаллов горного хрусталя из остаточных полостей показывает, что они очень близки между собой. Кристаллы кварца из полостей растворения формировались почти всегда при температурах более низких, порядка 175—275°.

Анализ полученных данных показывает, что наиболее высокие температуры образования кварцевых жил наблюдаются в северо-восточной и юго-восточной частях района в местах воздымания шарнира антиклинория, где эрозией вскрыты более глубокие участки земной коры с залегающими среди них многочисленными интрузивными массивами. Наличие интрузивных массивов, очень близких по возрасту с гидротермальными образованиями, несомненно оказало воздействие на гидротермальные растворы в период формирования кварцевых жил. К моменту начала кристаллизации горного хрусталя температурное поле района хотя и изменилось в сторону общего снижения температур, но все же тенденция к понижению их к центру района осталась. Полученные данные позволяют нам также сделать предположения, что в конце периода образования горного хрусталя в полостях растворения температурный режим стабилизировался, достиг общего эволюционного уровня, одинакового для всего района в целом.

#### **Режим давления в период хрусталеобразования**

Используя методы, разработанные В. А. Калужным (1953) и П. В. Клецовым и Г. Г. Леммлейном (1959), мы провели исследования по оценке минимального давления в период образования кристаллов кварца Памира. Всего было проведено 27 определений. Для определения давления подбирались первичные, реже мнимо-вторичные включения с углекислотой и сингенетичные включения без углекислоты, характеризующиеся одинаковыми значениями температуры и давления в момент консервации включений.

Нагревание включений с CO<sub>2</sub> проводилось в воде в специальной

термокамере. Температура частичной гомогенизации определялась как средняя величина из 5—7 определений по термометру с ценой деления  $0,1^{\circ}\text{C}$ . Температура гомогенизации включений без  $\text{CO}_2$  замерялась термометром. Определение давления производилось по совмещенной РТ диаграмме физико-химического состояния  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  (Калюжный, 1953), в которой не учитывается концентрация солей, а последняя, видимо, была значительной. Поэтому полученные нами величины давления будут отличаться от истинных. Однако в первом приближении, как указывают П. В. Клевцов и Г. Г. Леммлейн (1958), такие включения можно считать двухкомпонентными.

В некоторых включениях твердые фазы (в основном галит) растворяются на  $15\text{--}80^{\circ}$  позже исчезновения газового пузырька. Последнее обстоятельство мы использовали для контроля полученных данных методом, предложенным П. В. Клевцовым и Г. Г. Леммлейном (1959).

В большинстве включений частичная гомогенизация углекислоты наступает в жидкую фазу при температурах  $23\text{--}31^{\circ}$ . Погрешность определения давления в этих случаях будет довольно значительной, вследствие того, что небольшому интервалу температур гомогенизации включений соответствует значительная площадь поля между сильно расходящимися изохорами (Калюжный, 1953). Точность определения температур гомогенизации включений без углекислоты составляла  $\pm 5^{\circ}$ ; ошибка в определении давления при этом составит 5—10%. Если же учесть влияние концентрации солей во включениях и некоторые другие факторы, то ошибка будет еще большая, но, видимо, не выше 10—15% (Клевцов, 1959). Такая точность для подобных измерений является вполне удовлетворительной.

Как видно из таблицы, замеренные величины давления колеблются в пределах 850—370 атм. Для жил северо-восточной части Ванчского и юго-западной части Язгулемского хребтов (Западный Памир) значения давления колеблются в пределах погрешности измерения, поэтому их можно в первом приближении считать одинаковыми. Здесь же выявляется тенденция к некоторому уменьшению давления по мере снижения температуры, которая, как было указано ранее (Морозов, 1964 б) в процессе минералообразования снижалась, видимо, постепенно. Для северо-восточной части Ванчского хребта удалось проследить изменение давления в процессе роста одного кристалла кварца. По включениям из основания кристалла получены величины давления  $850 \pm 100$  атм., из приповерхностных зон кристаллов —  $580 \pm 90$  атм. Для кварцевых жил центральной части Ванчского хребта характерны значительные колебания давления. На фоне постепенного, эволюционного понижения давления в процессе минералообразования от  $700 \pm 50$  атм до  $425 \pm 50$  атм наблюдаются отдельные скачкообразные понижения до 450—375 атм, после чего величина давления приближается к общему эволюционному уровню. Если предположить, что температура при образовании горного хрусталя понижалась постепенно, что подтверждается многими фактами, то для жил юго-восточного склона центральной части Ванчского хребта флуктуации давления выражаются следующим рядом цифр: 450—725—700—370—710—375—540—725 атм, а для жил северо-западного склона — 410—675—410—425 атм.

Даже при одной и той же температуре гомогенизации включений наблюдаются колебания замеренных величин давления. Так, для температуры  $180^{\circ}$  определено давление 725 и 370 атм. Отмеченные колебания давления вероятнее всего связаны с периодами трещинообразования, что подтверждается следующими фактами. Ранее (Морозов, 1964 а, 1964 б) было показано, что многие кристаллы кварца из

Результаты определения давления по включениям растворов в горном хрустале

Название района	Тип включений и характеристика положения включений по отношению к кристаллу	Среднее значение температуры частичной гомогенизации включений CO <sub>2</sub> , С°	Характер фазы гомогенизации	Температура исчезновения газовой фазы во включениях без CO <sub>2</sub> °С.	Давление в момент исчезновения газовой фазы, атм.
Северо-восточная часть Ванчского хребта (Западный Памир).	Первичные, в основании кристалла кварца	28,6	Жидкость	225	850 ± 100
	Первичные, из середины кристаллов	30,0	«	220	650 ± 60
		31,0	«	220	430 ± 20
		28,8	«	190	700 ± 70
		25,2	«	170	700 ± 100
Минимо-вторичные, в основании кристалла	28,8	«	170	600 ± 60	
Первичные, в приповерхностном слое кристалла	25,1	«	140	580 ± 90	
	32	Газ	210	450 ± 20	
Центральная часть Ванчского хребта (юго-восточный склон)	Первичные, из середины и головок кристаллов	26,3	Жидкость	180	725 ± 70
		25,6	«	180	700 ± 100
	31,4	«	180	370 ± 30	
	24,6	«	165	710 ± 100	
	31,4	«	165	375 ± 50	
	28,5	«	155	540 ± 60	
23,5	«	155	725 ± 100		
Центральная часть Ванчского хребта (северо-западный склон)	Первичные, из середины и головок кристаллов	31,4	Газ	195	410 ± 10
		28,8	Жидкость	185	675 ± 50
	30,4	«	165	410 ± 50	
	30,0	«	155	425 ± 50	
Юго-западная часть Язгулемского хр. (Западный Памир)	Первичные, из основания и середины кристаллов.	31,4	Газ	310	720 ± 50
		29,5	Жидкость	270	825 ± 80
	Первичные, из головок кристаллов	29,5	«	230	750 ± 80
		30,3	«	185	480 ± 50
Восточная часть Музкольского хр. (Восточный Памир)	Минимо-вторичные включения	31,2	Газ	340	730 ± 30
		30,2	«	270	370 ± 20

этого района оторваны от стенок и сколы в основании кристаллов регенерированы вплоть до образования второй головки. Температура регенерации, определенная по газовой-жидким включениям, соответствует диапазону температур 180—200°. Многие минимо-вторичные включения, располагающиеся в трещинах кристаллов, гомогенизируются в этих же интервалах температур и несколько ниже — 160—140°. Таким образом, можно считать, что колебания давления связаны с процессами трещинообразования, в результате которых многие кристаллы были оторваны от субстрата, разбиты трещинами, залечены и регенерированы впоследствии.

Для сопоставления полученных данных нами было проведено оп-

ределение минимального давления при образовании кристаллов кварца в жилах восточной части Музкольского хребта (Восточный Памир). В кристаллах кварца из жил этого района были обнаружены мнимо-вторичные включения, по которым определено давление порядка  $730 \pm 30$  атм и  $370 \pm 20$  атм.

В некоторых случаях удалось проконтролировать полученные цифры давления методом, предложенным П. В. Клевцовым и Г. Г. Леммлейном (1959). Объемные соотношения фаз в проанализированном включении соответствуют: жидкость — 45, газ — 31, галит — 23 и сильвин — 1%. Путем подсчетов удалось определить, что концентрация NaCl в этом случае будет не менее 30%. Исчезновение газовой фазы в этом включении наблюдалась при температуре  $225^\circ$ , и галита — при  $260^\circ$ . Давление, согласно данным П. В. Клевцова и Г. Г. Леммлейна (1959), должно составить не менее 600 атм. По сингенетичным включениям с углекислотой определено давление  $850 \pm 100$  атм. Если учесть ошибки измерений, то расхождение составит 150 атм, или около 20%, что вполне допустимо.

В другом случае по объемным соотношениям фаз во включениях концентрацию солей можно оценить близкой к 30%; исчезновение газовой фазы наблюдалось при температуре  $230^\circ$ , а галита — при  $310^\circ$ . Согласно диаграмме П. В. Клевцова и Г. Г. Леммлейна (1959) давление при таких соотношениях составит 800 атм. По включениям с углекислотой в этом случае определено давление  $750 \pm 80$  атм, т. е. сходимость результатов хорошая.

Полученные данные подтверждают и уточняют приводимые ранее П. В. Клевцовым и Г. Г. Леммлейном (1959) цифры по оценке минимального давления при образовании горного хрусталя Памира.

Таким образом, можно оценить величину давления в процессе образования горного хрусталя кварцевых жил Памира в  $850 \pm 100$  атм —  $425 \pm 50$  атм. В процессе минералообразования наблюдается тенденция к снижению давления, однако в некоторых случаях наблюдаются флуктуации давления, по-видимому, связанные с периодами трещинообразования в процессе кристаллизации кварца. Значение давления во включениях в кварце северо-восточной части Ванчского и юго-западной части Язгулемского хребтов несколько выше значений давления во включениях в кварце из жил центральной части Ванчского хребта. Это может быть связано с тем, что первые районы по геологическим данным являются более эродированными.

#### **Химизм растворов и последовательность развития процесса минералообразования**

Вопрос о химическом составе гидротермальных растворов является одним из наиболее трудноразрешимых. Как справедливо указывал А. Г. Бетехин (1955), от постмагматических растворов, циркулировавших вдоль трещинных полостей и сквозь пористые породы, фактически остались лишь твердые минеральные массы, представляющие собой труднорастворимые продукты химических реакций. Газово-жидкие включения, наблюдающиеся в минералах, содержат остатки среды минералообразования, состав которых не всегда отражает состав исходного раствора (Бетехин, 1955; Маслова, 1965). Минеральный состав гидротермальных образований и боковых измененных пород далеко не полностью отражают химический состав раствора. К тому же вместе с водой, как главным компонентом этих растворов, ушли легко растворимые продукты и растворенные газы ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и др.), которые иногда обнаруживаются в газово-жидких включениях. Учитывая трудность по-

ставленной задачи, мы предприняли попытку выявления химизма растворов, изучив все конечные продукты былых процессов минералообразования.

Результаты химанализов водных вытяжек (Морозов, 1966) показывают, что законсервированные во включениях в кварце растворы в основном бикарбонат-хлоридные с большими содержаниями кремнезема. Из катионов преобладают натрий, калий, магний. В некоторых пробах отмечался кальций, а во многих — ион  $SO_4$ . Спектральные анализы сухих остатков водных вытяжек свидетельствуют о наличии в растворах Si, Fe, Al, Mn, Ba, Sr, B, Ti и некоторых других элементов.

Изучение состава растворов во включениях по минералам «узникам» позволяет говорить, что почти во всех включениях (за исключением некоторых низкотемпературных первичных) наблюдаются значительные концентрации NaCl и KCl, а в некоторых имеются углекислота, карбонаты, гематит, гидрослюда, альбит, сероводород и битумонды.

Для проверки факта находки битумов в изучаемых жилах 24 образца жильного кварца, горного хрустала и вмещающих пород были подвергнуты люминесцентно-битуминологическому анализу.<sup>1</sup> Извлечение битумов из образцов проводилось при комнатной температуре последовательно хлороформом и спиртобензолом. Все исследованные образцы показали наличие битумов в количествах от 0,0012 до 0,03%, причем битумы установлены как во вмещающих кварцевые жилы породах, так и в жильном кварце и горном хрустале. Наибольшее количество битумов определено в мраморах (0,03%), в кварцитовидных песчаниках их количество оценивается 0,0075—0,02%, а в жильном кварце—0,0082—0,137% и в кристаллах горного хрустала — 0,005—0,0175%. Спиртобензольные фракции количественно преобладают над хлороформными.

Факты находок в жильном кварце включений с битумами и наличие битумов в горном хрустале, жильном кварце и вмещающих околожильных породах, подтвержденные анализами, видимо, свидетельствуют об участии их в процессе хрусталеобразования. Как указывалось ранее (Морозов, 1964 б), в начальные периоды хрусталеобразования совместно с кварцем кристаллизуется пирит, сидерит (т. е. участвуют  $Fe^{2+}$ ), в конце — кристаллизуются гематит (т. е.  $Fe^{3+}$ ), барит и др. Эти факты наряду с наличием битумов позволяют сделать предположение, что в процессе хрусталеобразования происходит изменение характера раствора от более восстановительных к более окислительным.

Непосредственное (без разбавления) химическое исследование содержимого двух первичных низкотемпературных включений из кристаллов горного хрустала методом ультрамикрхимического анализа (Маслова, Морозов, 1966) подтвердило данные о том, что растворы во включениях характеризуются довольно значительными содержаниями ионов натрия, сульфатных ионов, кремния и ионов магния, хлора, кальция, имеющих подчиненное значение. Установленные этими анализами большие концентрации кремнезема свидетельствуют о том, что он является одним из главных компонентов жидкой фазы во включениях.

Рассчитанные концентрации растворов во включениях показывают весьма значительные колебания в процессе минералообразования в пределах от 61 г/л до 286 г/л. Замеры объемных соотношений некоторых включений с галитом и сильвином показывают, что концентрации NaCl

<sup>1</sup> Анализ проведен Г. И. Карапетовой в лаборатории Геологического управления Таджикской ССР.

в отдельных случаях достигают 300 г/л и  $\text{KCl}$  — около 10 г/л. К концу периода хрусталеобразования концентрация растворов, по данным непосредственного измерения, была заметно ниже, 4—36 г/л.

Концентрация водородных ионов в растворах, замеренная непосредственно во включениях и водных вытяжках из кварца, позволяет отнести их к нейтральным или слабо щелочным (рН 6,1—7,8).

На основании изучения околожильных измененных пород можно говорить, что при процессах хрусталеобразования наиболее распространенным типом изменения в песчаниках является серицитизация, а в мраморах — доломитизация. В процессе изменения из вмещающих жилу песчаников всегда выносятся кремний и кислород. Характер процессов изменения позволяет предполагать, что исходные растворы, взаимодействие которых с вмещающими породами привело к соответствующим изменениям, должны были содержать натрий, калий, кальций, магний, алюминий.

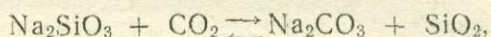
Изучение минеральных ассоциаций свидетельствует о том, что формирование исследуемых жил началось с отложения мелкозернистого кварца в согласных нехрусталеносных жилах. Кристаллизации жильного кварца крупнозернистых и шестоватых структур предшествовало отложение Fe-Mg-карбонатов-1. Заканчивается формирование жильного кварца кристаллизацией горного хрусталя. Ранее (Морозов, 1964 б) было показано, что на многих месторождениях кристаллизации горного хрусталя-2 предшествовало отложение Fe-Mg-карбонатов-2. Отложению кварца часто сопутствовала кристаллизация некоторых других минералов. Изучение этих минеральных ассоциаций позволило нам высказать предположение, что во время кристаллизации горного хрусталя-2 растворы обладали повышенными содержаниями кремния, калия, бора, железа, магния, алюминия, фтора и повышенным потенциалом серы. К концу периода формирования кристаллов горного хрусталя условия несколько изменились: в растворах понижается потенциал серы, но повышается потенциал кислорода (последнее обстоятельство обусловило выпадение гематита, шеелита, рутила). К этому же периоду на некоторых месторождениях относится выделение барита, пирита и самородной серы, что свидетельствует о высоком потенциале серы. После кристаллизации горного хрусталя-2 наблюдается выпадение Fe-Mg-карбонатов-3. Заканчивается формирование полостей при низких температурах отложением горного хрусталя-3, хлорита, гидрослюд, палыгорскита, кальцита, арагонита.

Изучение последовательности кристаллизации минералов свидетельствует о вполне закономерной смене характера минералообразующих растворов. Отложение основных (главных) минералов изучаемых жил — кварца и карбонатов — происходило в определенной последовательности, проявляющейся в закономерном чередовании моментов их кристаллизации.

А. Г. Бетехтин (1955) и некоторые другие исследователи показали, что основной формой переноса кремнезема при наличии в растворах щелочей без сомнения являются легкорастворимые силикаты натрия и калия. Все эти компоненты были зафиксированы в растворах включений. Гидротермальные растворы к моменту формирования нехрусталеносных высокотемпературных жил, видимо, содержали повышенное количество легкорастворимых силикатов натрия и калия. Выпадению кремнезема из растворов, видимо, препятствовало наличие  $\text{HCl}$ , источником которой был, вероятно, магматический очаг (Бетехтин, 1955). Участие хлора в этом процессе убедительно доказывается присутствием  $\text{NaCl}$  в газовой-жидких включениях. В момент трещинообразования в результа-

те изменения термодинамических параметров (снижение давления, температуры, концентрации растворов), равновесие системы силикаты натрия—НСI нарушается, что приводит к выпадению кремнезема. В результате протекающих реакций образуется кварц, концентрирующийся в этот период в виде согласных нехрусталеносных жил и NaCl, который мы наблюдаем в виде минералов-«узников» во включениях остаточных растворов. Высокие концентрации компонентов, беспокойная тектоническая обстановка, обусловившая резкое и неоднократное изменение термодинамических параметров привели к выпадению мелкозернистого жильного кварца. Наличие в парагенетических ассоциациях с последними таких минералов, как молибденит, пирит, турмалин свидетельствует об участии в процессах минералообразования в этот период серы, железа, молибдена, бора и некоторых других компонентов.

Наличие углекислоты в растворах, которая с самого начала возникновения постагматических растворов, по-видимому, входит в состав растворенной в них газовой фазы (Бетехтин, 1955), во-первых, способствует выпадению кремнезема из растворов по схеме:



а во-вторых, остающиеся в растворе карбонаты щелочных металлов могут реагировать с боковыми породами, разлагая силикаты, содержащие двухвалентные металлы, с выделением за их счет труднорастворимых карбонатов и производя так называемый щелочной метасоматоз при реакциях с глиноземсодержащими минералами. А. Г. Бетехтин (1955) показал, что в этих случаях биотит разлагается с образованием карбонатов (анкерита) и мусковита или серицита. Подобным способом образуются Fe-Mg-карбонаты-1 и жильный кварц хрусталеносных жил. В пользу вероятности высказанного варианта кристаллизации этих минералов указывает наличие новообразований альбита, серицита в околожильных измененных породах и отложение карбонатов по контактам хрусталеносных жил в парагенезисе с жильным кварцем. При более спокойной тектонической обстановке, более низких температурах (350—300°) и заметных снижениях концентрации растворов в некоторых случаях происходит кристаллизация горного хрусталя-1 в остаточных полостях, которая венчает процессы образования жильного кварца.

К моменту формирования полостей растворения характер растворов, видимо, заметно изменился. В этот период существенную роль играли процессы растворения как ранее отложенного кварца, так и кварца вмещающих пород и переотложение его в виде более крупных индивидов и кристаллов горного хрусталя. Химизм этих процессов вполне мог протекать по выше приведенной схеме. Роль гидротермальных растворов, идущих от магматического очага, вероятно, заметно снижается, и ведущее положение занимают так называемые псевдогидротермальные растворы, в которых основное значение имеют подземные воды вмещающих пород. Растворы в этот период носили, по-видимому, застойный характер, на что косвенно указывает характер «минеральных присыпок» на древних гранях роста кристаллов кварца в виде листочков серицита, гидромусковита, флогопита, выросших на кварце не гранью (001), а (110), (110) и (010). Об этом также свидетельствуют формы искажения облика кристаллов кварца (Григорьев, 1961) и описанные (Маслова, Морозов, 1966) значительные расхождения концентрации растворов двух расположенных рядом включений остаточных растворов.

Источником кремнезема, углекислоты и ряда других компонентов служили близлежащие вмещающие породы (песчаники, мраморы).

Процессы хрусталеобразования в полостях растворения всегда сопровождаются образованиями по контактам хрусталеносных жил серицита. Это обстоятельство, наряду с отмеченным фактом выноса кремнезема из вмещающих пород, подтверждает высказанное предположение о том, что процессы кристаллизации горного хрусталя-2 скорее всего протекали по схеме:  $\text{Na}_2\text{SiO}_3 + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{SiO}_2$ .

Заканчивается формирование полостей растворения отложением Fe-Mg-карбонатов-3. К этому времени минералообразующие растворы были значительно обогащены углекислотой и кислородом. Последний на поздних низкотемпературных стадиях минералообразования мог поступать при смешении экзогенных вод. Окисление углекислоты в комплексный ион  $\text{CO}_3$  способствовало выпадению карбонатов.

К концу гидротермального периода химизм процессов минералообразования, по-видимому, усложняется в том смысле, что на разных месторождениях наблюдаются различные минеральные ассоциации. На одних месторождениях в это время кроме карбонатов кристаллизуются пирит, сфалерит, самородная сера, барит, свидетельствующие о повышенном потенциале серы. Ультрамикрхимический анализ растворов включений в кварце подтверждает это предположение. На других месторождениях к этому периоду относится кристаллизация гематита, что, видимо, свидетельствует о повышенном потенциале кислорода в растворах.

Таким образом, в процессе образования кварцевых жил изучаемого района можно выделить два периода: 1) период образования кварцевых жил и хрусталеносных полостей остаточного типа и 2) период формирования горного хрусталя в полостях растворения преобразования жильного кварца. В первый период существенную роль играли гидротермальные растворы, идущие из магматического очага; во второй — процессы растворения и переотложения кремнезема вблизи жил, активными по отношению к кремнезему гидротермальными растворами, которые интенсивно выщелачивали кремнезем в основном из близлежащих вмещающих пород, что способствовало длительному сохранению состояния пересыщенного кремнеземом раствора и его переотложению в полостях в виде более крупных индивидов — кристаллов горного хрусталя. Аналогичные явления описаны в литературе по другим хрусталеносным провинциям Союза (Карякин, 1959; Лазько, 1957), и исследуемый район в этом отношении не является исключением. По-видимому, описанная картина является закономерной, характерной для хрусталеносных образований вообще.

## ВЫВОДЫ

1. Кварцевые жилы исследуемого района, несомненно, генетически связаны с магматической деятельностью альпийского возраста. Генетическая связь здесь понимается в том смысле, что интрузивные породы и кварцообразующие растворы являются производными одного и того же магматического очага. Источником кремнезема для образования кварцевых жил, по всей вероятности, служил магматический очаг. Источником кремнезема для основного количества горного хрусталя в полостях растворения, видимо, служили вмещающие породы. Основными путями движения гидротермальных растворов были определенные крутопадающие разрывные нарушения.

2. Температуры образования жильного кварца лежат в интервале  $450-300^\circ$ , причем наиболее высокотемпературным является мелкозернистый жильный кварц нехрусталеносных жил. Жильный кварц хрустале-

носных жил образуется при более низких температурах порядка 400—300°. Эти жилы, вероятно, формировались в узком интервале температур с перепадом всего 25—50°. Кристаллизация горного хрусталя происходила при температурах 400—100°, причем наибольшее его количество образуется при 240—180°. Формирование горного хрусталя в целом по всему району происходило при постепенном снижении температур, а на протяжении всего процесса хрусталеобразования не было резких ее скачков. Наиболее высокие температуры образования как жильного кварца хрусталеносных жил, так и горного хрусталя, наблюдаются в районах наибольшего воздымания шарнира Ванч-Язгулемского антиклинория, где наблюдаются выходы интрузивных пород. В период формирования горного хрусталя в полостях растворения температурный режим района, видимо, стабилизировался, достиг общего эволюционного уровня для всего района в целом.

3. Давление в процессе образования горного хрусталя можно оценить в  $850 \pm 100$  —  $425 \pm 50$  атм. В процессе минералообразования наблюдается тенденция к снижению давления. В некоторых случаях отчетливо наблюдаются флуктуации давления, по-видимому, связанные с периодами трещинообразования в процессе образования горного хрусталя. Наибольшие значения давлений наблюдаются опять-таки в районах более глубоко эродированных. К центру района значения давления понижаются.

4. Кварцеобразующие растворы представляли собой истинные растворы с большим содержанием силикатов натрия. Большую роль в процессах минералообразования играли хлор, углекислота, а также калий, магний, кальций, железо, бор, барий, алюминий, сульфатный и бикарбонатной ионы. Концентрации солей в растворах, видимо достигали 280 г/л (возможно, даже немного более на ранних этапах минералообразования). К концу хрусталеобразования общая минерализация растворов снизилась до 36—4 г/л, причем содержание кремнезема в это время достигает 1—8 г/л. Растворы были нейтральными или слабощелочными. Наблюдается закономерное чередование периодов интенсивной кристаллизации кварца и карбонатов, что, по нашему мнению, обусловлено взаимным влиянием силикатов щелочей с углекислотой и карбонатов щелочей с кремнеземом.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Аврашов А. С., Крылов А. Я., Силян Ю. И. Новые данные о возрасте гранитоидных интрузивов Центрального Памира. Докл. АН СССР, т. 153, 1963.
- Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами. В кн. «Основные проблемы магматогенных рудных месторождений». Изд. АН СССР, 1955.
- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд. Львов. ун-та, 1961.
- Ермаков Н. П. О происхождении кварцевых жил и месторождений горного хрусталя. «Сов. геология», сб. 12, 1946.
- Захарченко А. И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. Мат-лы. ВСЕГЕИ, нов. сер., № 6, 1955.
- Калюжный В. А. и Колтун Л. И. Некоторые данные о давлениях и температурах при образовании минералов Нагольного Кряжа (Донбасс). Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, № 7, 1953.
- Карякин А. Е. Пути движения растворов и механизм образования хрусталеносных гнезд Приполярного Урала. Зап. Ленингр. горного ин-та, т. 35, вып. 2, 1959.
- Клевцов П. В., Леммлейн Г. Г. Определение условий образования кварца с Южного Урала по жидким включениям  $\text{CO}_2$  и водного раствора солей. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, ч. 87, вып. 2, 1958.
- Клевцов П. В., Леммлейн Г. Г. Определение минимального давления образования кварца на примере кристаллов с Памира. Зап. Всесоюз. мин. об-ва, ч. 88, № 6, 1959.
- Лазько Е. М. Хрусталеносные кварцевые жилы и их генезис. Изд. Львовск. ун-та, 1957.

Маслова И. Н. Применение ультрамикрoхимического анализа к исследованию состава растворов газово-жидких включений в минералах. Минералогическая термометрия и барометрия. Изд. «Наука», 1965.

Маслова И. Н., Морозов С. А. Ультрамикрoхимическое исследование жидких включений в кварце Памира. Мат-лы 2-го Всесоюзн. совещ. по термометрии и барометрии. Изд. «Наука», 1968.

Морозенко Н. К. Генезис хрусталеносных жил Памира. «Сов. геология», № 9, 1946.

Морозов С. А. Некоторые закономерности размещения кварцевых жил на примере одного участка Ванч-Язгулемской хрусталеносной зоны (Зап. Памир). Зап. Тадж. отд. Всесоюзн. минер. об-ва, 2, 1964 а.

Морозов С. А. О последовательности выделения минералов в хрустальсодержащих полостях Ванч-Язгулемской хрусталеносной зоны. Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР, т. 8, 1964 б.

Морозов С. Н. Результаты термометрических исследований кварца хрусталеносных жил одного из районов Средней Азии. Проблемы геологии Таджикистана, Душанбе, 1964 в.

Морозов С. А. О химическом составе кварцобразующих растворов Западного Памира. Докл. АН Тадж. ССР, т. 9, № 4, 1966.

Морозов С. А. О давлении при образовании горного хрусталя Памира, ДАН СССР, т. 173, № 4, 1967.

Хамидов М. Х. Некоторые примеры зонального расположения постмагматических образований в Ванч-Язгулемской хрусталеносной зоне. Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР, вып. 2, 1957.

Хамидов М. Х. О месте хрусталеносных кварцевых жил в истории формирования гранитоидных интрузивов Ванча и Язгулема. Тр. ВНИИП, т. 1, 1957.

Хамидов М. Х. Мезо-кайнозойский магматизм и рудные процессы юга Средней Азии. Тр. II Всесоюзн. петрогр. совещ. «Магматизм и связь с ними полезных ископаемых», М., 1960.

Хамидов М. Х., Гольцман Ю. В., Иванов А. И. и Акрамов М. Б. Абсолютный возраст мезо-кайнозойских магматических комплексов Западного Памира. Тр. X сессии комиссии по опред. абсол. возраста геол. формаций. Изд. АН СССР, М.-Л., 1962.

С. А. МОРОЗОВ

### ПАЙДОНШИ РАҒҶОИ КВАРЦИИ БУЛҶҶРДОРИ ПОМИР

Дар мақола пайдонши рағҷон кварции булҶҶрдори Помир ва ҳамроҳ будани онҳо бо цикли магматикни альпӣ қайд карда, маълумотҳо дар бораи режими ҳарорат, фишор ва таркиби химиявии моеҷҳои дар процесси пайдоиши рағҷои кварции булҶҶрдор оварда шудааст.

В. В. МОГАРОВСКИЙ, Г. Н. ТАРНОВСКИЙ

**О НЕКОТОРЫХ СУЛЬФИДАХ И ГИДРОЦИНКИТЕ  
ИЗ ЦЕЛЕСТИНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧАЛТАШ  
(ТАДЖИКСКАЯ ДЕПРЕССИЯ)**

В целестиновых месторождениях галенит, по-видимому, является довольно редким минералом. Нам удалось найти указание о нахождении галенита в двух целестиновых месторождениях — в районе р. Н. Тунгуски (Андрусенко, 1958; Бондарь, 1959) и на о. Ньюфаундленд (Бурков, Подпорина, 1962). Что касается сфалерита и гринокита, то насколько нам известно, эти минералы в целестиновых месторождениях ранее не были встречены. Разумеется, в данном случае речь идет о собственно целестиновых месторождениях, а не о полиметаллических с целестином (Бурков, Подпорина, 1962).

Сульфидная минерализация (галенит, сфалерит, гринокит, а также марказит) встречена В. В. Могаровским в двух месторождениях — целестиновом Чалташ и целестинобаритовом Хирманжоу. Оба месторождения находятся в пределах Южно-Таджикской депрессии и являются эпигенетическими (вадозно-гидротермальными, Могаровский, 1963). Они локализованы в известняках бухарского яруса палеогена. Форма целестиновых тел — жилы, линзы, зоны брекчирования с целестиновым цементом.

По отношению к сульфатам стронция и бария, сульфиды присутствуют в резко подчиненном количестве. На месторождении Чалташ эти минералы тесно ассоциируют с целестином и реже наблюдаются в самостоятельных обособлениях.

Изучение взаимоотношений минералов показало, что выделение сульфидов началось уже в процессе формирования целестиновых жил, совпало по времени с ними, а также продолжалось после образования целестина с частичным замещением последнего. Так, сфалерит в виде почковидных, натечных агрегатов слагает оторочки в призальбандовых частях небольших целестиновых жилок. Галенит в виде мелких зерен или плохо образованных кристаллов рассеян в целестине.

Галенит и сфалерит, как показывают наблюдения, в целестиновых жилах, а также в составе сложного агрегата рудных минералов, замещивших известняк в зоне экзоконтакта целестиновых жил, обычно пространственно разобщены. В случаях совместного нахождения сфалерита и галенита последний наиболее часто слагает ядра сложных по составу скорлуповатых, концентрически-зональных образований сфалерита. Небезынтересно отметить, что подобного рода взаимоотношения кристаллического галенита и колломорфного сфалерита известны, например, для свинцово-цинкового месторождения Верхняя Квайса в Южной Осетии (Панков, 1951).

Реже выделения кристаллического галенита приурочены к периферийной части колломорфных образований сфалерита, гидроцинкита и гринокита, при этом выделения галенита пересекают несколько тонких

зонок этих минералов, слагающих полосчато-слоистые и концентрически-зональные образования (рис. 1).

Наиболее часто галенит в виде агрегата мелких кристаллов заполняет промежутки между колломорфными концентрически-зональными

образованиями сфалерита, гидроцинкита и гринокита. В самом галените в таких случаях нередко наблюдались мельчайшие (десятые доли миллиметра) оолиты, сложенные гринокитом и гидроцинкитом. В виде включений мелких зерен галенит наблюдается также в гриноките, слагающем в некоторых случаях ядра (сложных) по составу оолитов, а также в снежно-белом гидроцинките, заполняющем пустотки в агрегате рудных минералов, заместивших известняк и жильный целестин.

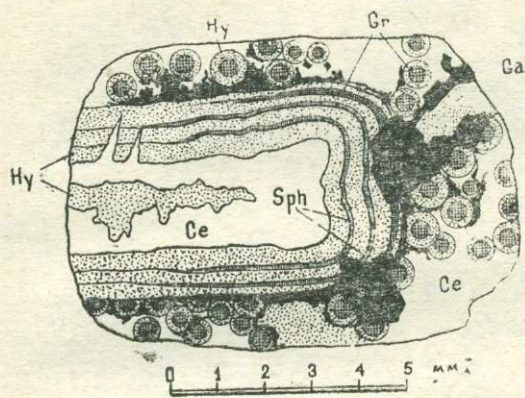


Рис. 1. Схематическое изображение полосчато-слоистых выделений гидроцинкита и сфалерита, образовавшихся при замещении целестина. Ce—целестин, Hy—гидроцинкит, Sph—сфалерит, Ga—галенит, Gr—гринокит.

Встречаются целестиновые жилы, содержащие только галенит, и жилы, содержащие галенит, сфалерит и гринокит. Галенит наиболее распространен и образует включения, линзочки, а также дендритообразные (рис. 2), «точечные», удлинённые (рис. 3, 4) и изредка оолитоподобные концентрически-зональные выделения в кристаллах целестина, находящихся в центральной части жил или во вмещающих известняках. В некоторых кристаллах дендритообразные и иной формы выделения галенита располагаются вдоль направлений, параллельных граням целестина, подчеркивая его зоны роста. В ряде случаев кристаллы целестина настолько насыщены мельчайшими выделениями галенита, что при этом образуется так называемый «черный целестин», слагающий небольшие гнезда и прожилки. Кроме того, скопления галенита приурочены к висячим бокам некоторых крупных целестиновых жил, протягиваясь в виде сплошных оторочек с невыдержанной мощностью (от 0,5 до 1 см). В экзоконтактных частях целестиновых жил галенит иногда цементирует дробленые известняки.

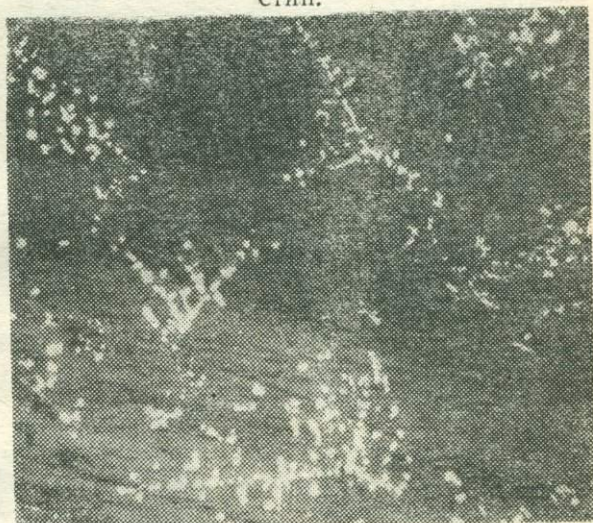


Рис. 2. Дендритообразные обособления галенита (белое) в целестине (серое). Аншлиф, ув. 170.

В ряде случаев кристаллы целестина настолько насыщены мельчайшими выделениями галенита, что при этом образуется так называемый «черный целестин», слагающий небольшие гнезда и прожилки.

Кроме того, скопления галенита приурочены к висячим бокам некоторых крупных целестиновых жил, протягиваясь в виде сплошных оторочек с невыдержанной мощностью (от 0,5 до 1 см). В экзоконтактных частях целестиновых жил галенит иногда цементирует дробленые известняки.

Небольшие прожилки целестина в призальбандовых частях обычно имеют оторочки мелкокристаллического галенита. Во всех описанных случаях галенит находится в целестиновых жилах. Помимо этого встречаются и самостоятельные галенитовые и галенит-сфалеритовые прожилки мощностью до 1—2 см, а также небольшие линзы и гнезда.

Галенит-сфалеритовые прожилки обладают следующим строением:

1) галенит находится в зальбандах прожилков, а центральную часть их слагает сфалерит в виде колломорфных полосчатых выделений;

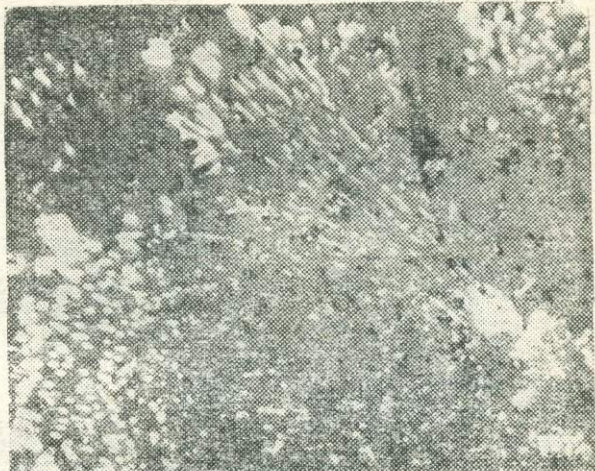


Рис. 3. Формы выделения галенита (белое) в целестине (серое). Аншлиф, ув. 70.

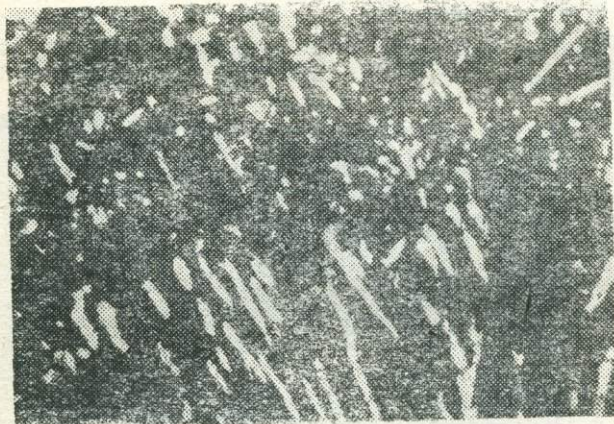


Рис. 4. Удлиненные зерна галенита (белое) в целестине (серое). Аншлиф, ув. 170.

морфном полосчатом сфалерите.

Галенит по данным полуколичественного спектрального анализа содержит Mo (~0,01%), Sb (~0,01%), As (0,03—0,1%) и Tl (0,003—0,006%). Сфалерит менее распространен, чем галенит, и обнаружен только на Джельгутанском участке месторождения Чалташ, где он совместно с целестином, галенитом и гринокитом слагает малопротяженную субши-

2) сфалерит в виде колломорфных полосчатых выделений находится в зальбандах, а в центральных частях прожилков — целестин с обильными вкраплениями галенита и оолитоподобными выделениями сфалерита (рис. 5);

3) галенит слагает отдельные фестончатые зонки в прожилках сфалерита и в виде неправильных выделений встречается в колло-

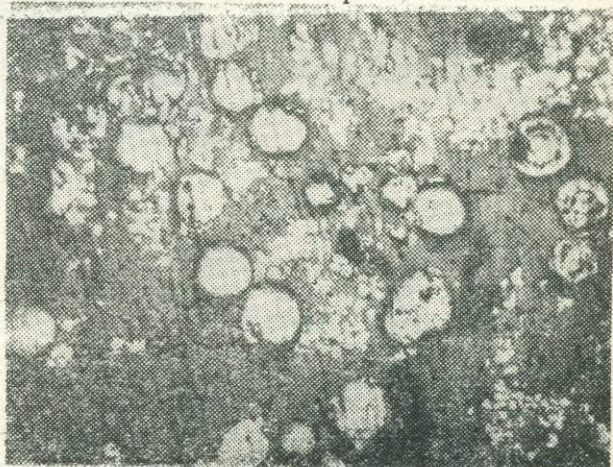


Рис. 5. Колломорфный сфалерит (белое) в целестине (серое). Аншлиф, ув. 75.

ротную зону оруденения. Степень насыщения зоны этими сульфидами неравномерна.

Морфология выделений сфалерита исключительно многообразна и зачастую довольно сложна. Сфалерит образует полосчато-слоистые и концентрически-зональные оолитовые агрегаты (рис. 6, 7), характери-

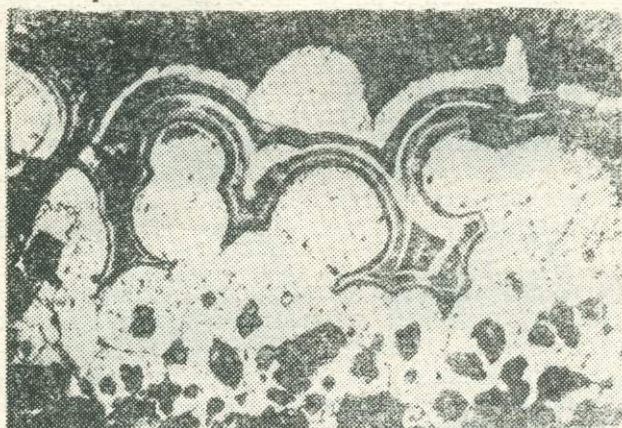


Рис. 6. Шарообразные концентрически-слоистые агрегаты сфалерита в целестине (серое). Аншлиф, ув. 75.

зующиеся ясно выраженным коллоидальным строением. Первые из них обычно располагаются вдоль зальбандов целестиновых жилок или выполняют тонкие трещинки в агрегате зерен целестина, слагающего жилки. В таком сфалерите выделяются две зоны, отличающиеся окраской; более ранняя по вре-

мени образования зона окрашена в темно-бурый цвет, которая к периферии сменяется светло-бурой. В разрезе эти образования имеют шестовато-волокнистое строение. Третью тонкую зону (около 0,1 мм) слагает крипнокристаллический бледно-палевый гидроцинкит.

Гораздо более сложным строением обладают концентрически-зональные, оолитовые выделения сфалерита в оруденелом известняке. Наряду со

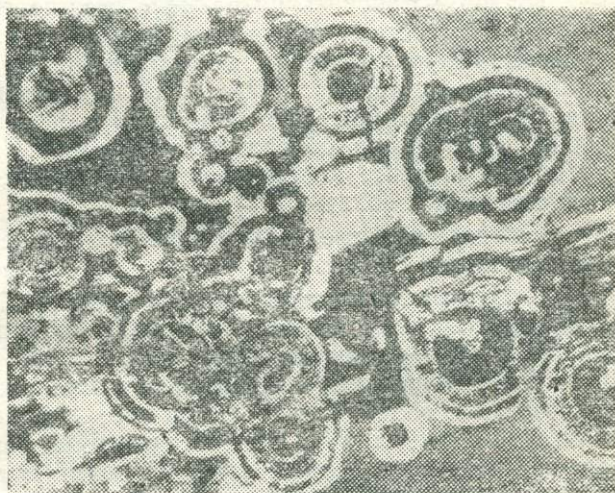


Рис. 7. Оолитоподобные обособления сфалерита (серовато-белое) в целестине (серое). Белое в промежутках галенит. Аншлиф, ув. 75.

сложными по минеральному составу концентрически-зональными выделениями, где сфалерит обычно играет второстепенную роль, слагая лишь тонкие зоны, встречались мономинеральные радиально-лучистые образования — сферолиты, размером до 1,5 мм в диаметре, обладающие правильной сфероидальной формой. Такие образования имеют радиально-лучистое строение и ровную, гладкую наружную поверхность. В случае срастания мономинеральных сфероидальных образований сфалерита последние обладают полиэдрической поверхностью. Нередко в таких сфероидальных образованиях с ясно выраженной радиально-лучистой структурой наблюдается реликтовое концентрически-зональное строение, что свидетельствует о имевшей место перекристаллизации.

Мономинеральные сфалеритовые обособления встречаются гораздо реже, чем галенит-сфалеритовые. В этом случае концентрически-зональные и полосчатые выделения сфалерита выполняют мелкие полости в целестиновых жилах, нарастая на кристаллы целестина, а иногда наблюдаются внутри его кристаллов в виде концентрически-зональных выделений, вытянутых в цепочку.

В полостях известняков и в целестине сфалерит образует почковидные, концентрически-зональные выделения, состоящие из отдельных зон толщиной в доли миллиметра. Встречались также мономинеральные сфалеритовые прожилки мощностью 2—3 см, сложенные колломорфными агрегатами. Сфалерит в виде сложных фестончатых полос наблюдается в зальбандах, а в центральных частях прожилков, в свободных полостях, находятся его почковидные агрегаты. Размер почек достигает 1—3 мм в диаметре.

Сфалерит по данным количественного спектрального анализа характеризуется повышенным содержанием элементов-примесей. Наиболее обычными из них являются Tl (0,021%), Ge (0,01%), As (0,37—0,44%), Cd (0,36—0,60%). По внешнему виду (морфологии выделений и окраске) и по элементам-примесям описываемый сфалерит аналогичен таковому из полиметаллических низкотемпературных месторождений Южно-Таджикской депрессии.

Трудно установить какие-либо строгие закономерности в строении сложных по составу колломорфных концентрически-зональных сфалерит-гринокит-гидроцинкитовых образований. Тем не менее для небольших по объему участков оруденелого известняка или целестина сохраняются некоторые закономерности в строении колломорфных концентрически-зональных образований сфалерита, гринокита и гидроцинкита с более или менее постоянным количественным соотношением минералов, слагающих оолиты.

Наблюдались следующие сочетания минералов, принимающих участие в строении оолитов.

1) Центральная часть, ядро (в диаметре 0,3—0,5 мм), сложено крип-токристаллическим бледно-палевым гидроцинкитом, а тонкая периферийная зона — сфалеритом. Наиболее часто за сфалеритом вновь следует зона гидроцинкита. Нередки случаи более частой перемежаемости сфалерита и гидроцинкита, когда вокруг ядра, сложенного гидроцинкитом, наблюдались 3—4 зонки сфалерита, разделенные тонкими зонками гидроцинкита. Среди двух- и трехминеральных концентрически-зональных образований описанный тип строения оолитов наиболее широко распространен (рис. 8. *e*).

2) Ядро оолитов (0,1—0,2 мм), сложенное мономинеральным ярко-желтым гринокитом, окружено зонкой бледно-палевого гидроцинкита (0,05—0,1 мм), затем следует тончайшая зона сфалерита (0,01—0,03 мм), и периферийная зонка снова представлена гидроцинкитом. В этом типе оолитов, как и в предыдущем, разумеется, возможны колебания в числе концентрических зон, сложенных сфалеритом и гидроцинкитом и в их ширине, но постоянной особенностью этого типа оолитов является наличие гринокитового ядра (рис. 8. *a—d*).

В случаях механического воздействия на оолиты этого типа последние раскалываются по сферическим поверхностям и при этом обнажается ярко-желтое сфероидальное ядро оолита, сложенное гринокитом.

3). Практически мономинеральные концентрически-зональные (оолитовые) или радиально-лучистые сферолитовые образования сфалерита (в диаметре до 1,5 мм) с тонкой периферийной зонкой гидроцинкита.

4) Практически мономинеральные сферолитовые образования (в диаметре до 0.7 мм), сложенные ярко-желтым криптокристаллическим гриноцитом с тонкой периферийной зонкой гидроцинкита.

Наряду с колломорфными concentрически-зональными образованиями, представляющими собой оолитовые индивиды, нередки случаи

нахождения оригинальных по строению сростков двух оолитов, в которых выделяются гриноцитовые ядра, а обволакивающие эти ядра зоны сфалерита и гидроцинкита соприкасаются, сливаясь в одну общую (рис. 2, а). Размеры таких сросшихся оолитов не превышают 1 мм в поперечнике. Как это видно на рис. 8 а, ядра двух сросшихся оолитов, сложенные гриноцитом, одинаковы по своим размерам.

Наиболее часто такие сросшиеся оолиты характеризуются симметричным строением, т. е. левая и правая части сдвоенного оолита облада-

ют одинаковым строением. Тем не менее, наблюдались случаи, когда при одинаковых размерах двух сросшихся оолитов, ядро одного из них сложено гриноцитом, а другое — гидроцинцитом; обволакивающие их зонки сфалерита и гидроцинкита одинаковы по ширине и сопряжены (рис. 8. с).

Наблюдались также случаи, когда в отдельных оолитовых индивидах, а также в сросшихся оолитах, отдельные зоны, сложенные сфалеритом или гриноцитом, представляют собою не полную кольцеобразную зону, а лишь сегментную часть ее, слагая не более четвертой части длины окружности кольцеобразной зоны (рис. 8. а).

Наиболее тесно гриноцит ассоциируется с гидроцинцитом, с которым он обычно образует двуминеральные гриноцит-гидроцинкитовые оолиты. Светло-желтая окраска ядер некоторых оолитов, сложенных гриноцитом, обусловлена присутствием в последнем примеси гидроцинкита. Нередки такие переходы в пределах одного слоя в сложных по строению оолитах от гриноцита к гидроцинкиту и наоборот. В некоторых случаях наблюдались скопления гриноцит-гидроцинкитовых оолитов, заключенных в агрегате криптокристаллического гриноцита, обволакивающиеся одной общей полосчато-слоистой (гидроцинкит-гриноцитовой) оболочкой с почковидной, бугорчатой поверхностью. Как уже отмечалось выше, в центральной части гриноцитовых оолитов (ядрах) наблюдались выделения мелких зерен галенита; в случаях срастания нескольких оолитов, их гриноцитовые ядра сливаются в сложные формы выделения и

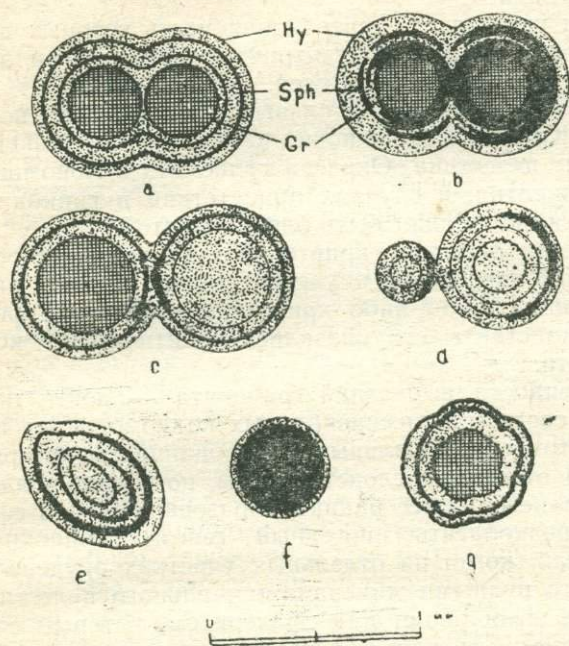


Рис. 8. Схематическое изображение строения сложных по составу оолитов и их сростков. Hy—гидроцинкит, Sph—сфалерит, Gr—гринокит.

заключенные в каждом из ядер гринокита мелкие кристаллы галенита срastaются в звездчатый агрегат. С другой стороны, отмечалось, как на кубических кристаллах галенита, нарастающих на полосчато-слоистые образования сфалерита, гринокита и гидроцинкита располагаются концентрически-зональные образования, сложенные гринокитом с тонкой периферийной зонкой гидроцинкита.

В целестин-галенитовых прожилках, центральная часть которых выполнена галенитом и оолитоподобными концентрически-зональными выделениями сфалерита, гринокит особенно обилен. Здесь он слагает не только отдельные слои в концентрически-зональных образованиях, но и мономинеральные оолиты. Кроме того, гринокит в виде тонких корочек иногда покрывает кристаллы целестина. Окраска гринокита в мономинеральных выделениях ярко-желтая, в случаях присутствия в гриноките примеси гидроцинкита окраска его может быть бледно-желтой.

Гринокит макроскопически обладает криптокристаллическим строением, даже под микроскопом при большом увеличении не удается различить индивидов, обладающих какой-либо кристаллографической формой. Рентгенометрические константы его оказались идентичными константам эталонного гринокита.

Морфологические особенности выделений гринокита — почти постоянное присутствие его в составе полиминеральных колломорфных полосчато-слоистых и концентрически-зональных образований, в которых гринокит слагает не только отдельные слоистые зоны, но также и ядра оолитов, и в этом случае является более ранним образованием, чем сфалерит — позволяя нам предполагать гипогенный генезис гринокита. Нередко наблюдались случаи, когда на отдельных участках оруденелого известняка и замещенного рудными минералами жильного целестина количество гринокита резко преобладает над сфалеритом, который слагает лишь тонкие зоны в колломорфных сфалерит-гринокит-гидроцинкитовых полосчато-слоистых и концентрически-зональных образованиях.

Гринокит — редкий минерал и случаи нахождения его в месторождениях СССР немногочисленны. Он наиболее известен и описан в литературе как гипергенный минерал, встречающийся в зоне полуокисленных сульфидных руд свинцово-цинковых месторождений в виде тонких пленок, корочек, порошковатых налетов, покрывающих первичные сульфиды и образовавшийся, по всей вероятности, при изменении кадмийсодержащего сфалерита (Кольцов, 1933; Ярош, 1941; «Минералы» справочник, 1960 и др.).

Тем не менее в литературе появились сведения об обнаружении гринокита в рудах колчеданных, свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений, где предполагается гипогенный его генезис (Иванов, 1946; Иваницкий и Гварамадзе, 1960; Яренская<sup>1</sup>, 1963). В справочнике «Минералы» (1960) при описании условий образования гринокита в природе мы находим указание, что гринокит... «возможно иногда является гидротермальным».

Нам представляется, что приведенное описание гринокита из ранее неизвестного для последнего типа месторождений дополнит сведения об этом редком минерале.

Гидроцинкит на месторождении является так же гипогенным и представлен тремя разновидностями, отличающимися своими морфологическими особенностями, парагенетической ассоциацией минералов, а также по времени выделения. Наиболее ранним является бледно-палевый гидроцинкит, слагающий совместно со сфалеритом и гринокитом

<sup>1</sup> М. А. Яренская за отсутствием достаточно убедительных свидетельств лишь условно допускает гипогенный генезис гринокита.

колломорфные, сложные по строению полосчато-слоистые и концентрически-зональные образования. Этот гидроцинкит был нами охарактеризован выше при описании сфалерита и гринокита, с которыми он тесно ассоциируется. Ввиду очень малых размеров его выделений выполнить химический анализ этого гидроцинкита не удалось. Гидроцинкит был диагностирован лишь оптическим и рентгенометрическим методами.

В жилках целестина довольно часто встречаются мелкие обломки (реликты) вмещающих известняков. Часть этих обломков «пропитана», а иногда почти нацело замещена гидроцинкитом. В этих же обломках известняков гидроцинкит образует мелкие прожилки, гнезда, а в случаях наличия мелких полостей, гидроцинкит образует в них натечные, почковидные выделения. Иногда обломки пропитаны тонкими жилками целестина; в этом случае гидроцинкит слагает оторочки целестиновых жилок или же последние по простираанию постепенно переходят в гидроцинкитовые.

Вокруг небольших обломков известняка, «пропитанных» гидроцинкитом, иногда наблюдается почти сплошная оторочка гидроцинкита, отделяющая обломки известняков от целестина. Среди оруденелых известняков в агрегате сфалерита, гринокита и галенита наблюдались небольших размеров (4×6 мм) участки, сложенные тонкокристаллическим бледно-палевым гидроцинкитом.

Под бинокулярной лупой этот гидроцинкит кажется вполне однородным и мономинеральным, но спектральным анализом в этом материале было обнаружено повышенное, в сравнении с составом снежно-белого гидроцинкита из пустоток в жилах целестина, содержание Са. Криптокристаллическое строение гидроцинкита не позволило различить в нем под микроскопом выделения кальцита, но рентгенометрический, термографический и химический анализы установили в бледно-палевом гидроцинкит из оруденелого известняка присутствие кальцита.

Форма выделений данного гидроцинкита, а также присутствие в нем примеси кальцита свидетельствуют о том, что бледно-палевый кристоллический гидроцинкит замещал известняк. По всей вероятности, кальцитсодержащий гидроцинкит образовался в общем одновременно с бледно-палевым гидроцинкитом, принимающим совместно со сфалеритом и частично с галенитом участие в строении полосчато-слоистых и концентрически-зональных образований.

Различие заключалось лишь в том, что на одних участках известняка, где протекал процесс замещения последнего рудными минералами, гидроцинкит и сульфиды — сфалерит, гринокит и галенит — выделялись из растворов в одно и то же время, слагая полосчато-слоистые и концентрически-зональные образования, в которых эти минералы перемежаются, на других же участках известняка при воздействии на последний кислых растворов, содержащих ионы  $Zn^{2+}$  и  $SO_4^{2-}$ , образовались обособления гидроцинкита. Химический анализ бледно-палевого гидроцинкита из пустоток в оруденелом известняке был выполнен В. С. Лебедевой в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР. Химический состав гидроцинкита, содержащего примесь кальцита (в вес. %) следующий:  $SiO_2$ —0,81;  $Al_2O_3$ —0,05;  $Fe_2O_3$ —0,86;  $MgO$ —0,65;  $ZnO$ —48,08;  $CaO$ —16,81;  $H_2O^+$ —11,78;  $CO_2$ —20,33. Сумма—99,37.

Термографический анализ этого гидроцинкита показал на дифференциальной кривой эндотермические эффекты при 340° (гидроцинкит) и 850° (кальцит). Температурный максимум эндотермического эффекта на кривой нагревания нашего гидроцинкита хорошо совпадает с таковым на кривой нагревания гидроцинкита, приведенной К. Беком (ВЕСК, 1950).

Наиболее поздним по времени образования является снежно-белый гидроцинкит, образующийся в пустотах и небольших полостях жил целестина корки толщиной до 2 мм, сплошь покрывающие кристаллы бесцветного целестина. Строение корок в разрезе шестовато-волокнистое. В некоторых случаях наблюдались двух- и трехслойные корки. Слои обладают шестовато-волокнистым строением, но поверхность раздела между ними выделяется довольно четко. Это бесспорно свидетельствует о некотором перерыве в формировании натечных образований гидроцинкита. Наружная, внешняя поверхность корок гидроцинкита бугристая, характерная для натечных образований. На мелкобугристой поверхности иногда выделяются почковидные, сфероидальные образования, обладающие в разрезе радиально-лучистым строением.

В случаях, когда снежно-белый гидроцинкит, нарастая на стенки трещин в целестине, полностью их заполняет, образуются тонкие жилки гидроцинкита симметрично-зонального строения. Снежно-белый гидроцинкит в виде шестовато-лучистых выделений целиком заполняет небольшие пустотки в агрегате рудных минералов, заместивших известняк в экзоконтактных частях целестиновых жил, а частично также и жильный целестин. В более крупных пустотках гидроцинкит образует натечного, мелкобугорчатого сложения корки. В некоторых случаях на натечной поверхности корок гидроцинкита наблюдались нарощие друзовидные агрегаты мелких пластинчатых кристаллов гипса.

Снежно-белый гидроцинкит очень мягок, твердость — 1,5—2. Блеск у шестовато-волокнистых агрегатов шелковистый, на поверхности натечных образований — матовый. Показатели преломления гидроцинкита точно определить не удалось. Отдельные волокна имеют положительное удлинение. Спектральным анализом в этом гидроцинките были обнаружены примеси следующих элементов: Pb — 0,1—0,3%; Ba — 0,03—0,10%; Sr, Al, Fe, Ca — 0,003—0,01% и следы Mg и Ti.

Рентгенограмма снежно-белого гидроцинкита была снята на фильтрованном Co-излучении  $\lambda=1,7866$  КХ (в камере РКД, диаметр образца 0,4 мм, при  $V=35$  кв,  $i=18$  ма и продолжительности съемки два часа). Межплоскостные расстояния ( $d$ ) были найдены по графику (Ивойлов, 1953). Относительные интенсивности линий ( $J$ ) оценены визуально по 10-балльной шкале. Рентгенометрические константы ( $J, d$ ) для этого образца приведены в таблице. Они идентичны данным для гидроцинки-

Рентгенометрические константы снежно-белого гидроцинкита

$J$	$d$	$J$	$d$	$J$	$d$
10	6,83	3	2,08	3	1,362
4	4,04	5	1,911	4	1,344
4	3,66	1	1,812	2	1,287
6	3,17	6	1,776	2	1,230
5	2,87	5	1,690	3	1,193
9	2,72	4	1,653	2	1,152
3	2,61	5	1,577	1	1,142
7	2,48	8	1,549	1	1,037
2	2,31	3	1,468	6	1,018
1	2,23	1	1,400		

та, приведенным в зарубежной литературе (Zabinski, 1958; Минчева-Стефанова, 1960; Павлович и др., 1960).

Детальное изучение возрастных взаимоотношений минералов, тесно ассоциирующихся с гидроцинкитом, показало, что последний выделялся

в течение сравнительно длительного времени. Начало его выделения приурочено к образованию колломорфных полосчато-слоистых и концентрически-зональных образований сфалерита и гринокита, в которых гидроцинкит играет существенную роль. По всей вероятности, одновременно с этим гидроцинкитом на отдельных участках известняка при метасоматическом замещении последнего образовался криптокристаллический агрегат гидроцинкита, содержащий реликтовую примесь  $\text{CaCO}_3$ .

Выделение гидроцинкита имело место и после завершения процесса замещения известняка и целестина рудными минералами.

Из самых поздних Zn-содержащих растворов образовались снежно-белые мономинеральные шестовато-лучистые агрегаты гидроцинкита, заполняющего небольшие пустотки, сохранившиеся при замещении известняка рудными минералами, а также тонкие корки снежно-белого гидроцинкита шестовато-волокнистого строения, покрывающие кристаллы целестина в небольших пустотках целестиновых жил.

Таким образом, можно выделить две генерации гидроцинкита, бесспорно разделенные в своем образовании каким-то промежутком времени. Сравнительно длительный период в общем процессе рудного замещения известняков и жильного целестина, в течение которого выделяется гидроцинкит и меняется состав минералообразующих растворов, обусловил различный парагенезис гидроцинкита.

Сложный, неоднородный минеральный состав не только на отдельных участках замещенного рудными минералами известняка и жильного целестина, но даже среди полосчато-слоистых и концентрически-зональных образований, где перемежаются сульфиды — сфалерит, гринокит и галенит с гидрокарбонатом-гидроцинкитом, свидетельствует о том, что характер щелочности—кислотности растворов в процессе минералообразования менялся довольно часто. Если говорить о температурных условиях образования месторождения, то судя по температуре гомогенизации газовой-жидких включений в целестине и кальците, верхний температурный предел образования месторождения был  $215-200^\circ$ , а нижний — порядка  $40-50^\circ\text{C}$  (Могаровский, 1963).

Таким образом, в целом месторождение является низкотемпературным гидротермальным и, по нашим предположениям, относится к вадозно-гидротермальным (Константинов, 1963; Могаровский, 1964). Что касается сфалерита, гринокита и гидроцинкита, то они, возникшая в заключительный этап формирования месторождения, образовались при температурах, близких к нижней температурной границе.

На месторождении Хирманжоу сульфидные минералы приурочены к небольшой зоне известняка вдоль контактов жил, сложенных голубым колломорфным целестинобаритом. Сульфиды представлены галенитом, сфалеритом, марказитом и гринокитом, тесно ассоциирующимися с целестинобаритом, кальцитом и гетитом. Галенит образует мало-мощные (до 0,5 см) прожилки мелкозернистого сложения и друзы кристаллов. Последние располагаются в полостях, нарастая на кальцит. Галенит обычно образует октаэдры и реже—весьма необычные по облику призматические кристаллы длиной 1—2 мм, подобные описанным И. А. Островским (1945).

Кроме указанных случаев, галенит наблюдается совместно со сфалеритом, образуя дендритообразные выделения в кальците. Галенит на месторождении встречается в незначительных количествах. Более развит сфалерит. Этот минерал характеризуется скрытокристаллическим строением, светло-бежевым цветом и матовым блеском. По данным спектрального анализа, он содержит примеси марганца (до 1%), кадмия (до 0,06%) и таллия (0,003—0,03%).

Сфалерит образует микроскопические колломорфные тонкопослощатые агрегаты и концентрически-зональные оолитоподобные выделения. В связи с последними нужно отметить наличие на рудопоявлении так называемых «бежевых лучистых кальцитов», обнаруженных нами ранее и на свинцово-цинковом месторождении Дарайсо. Эти «бежевые кальциты» в том и другом случаях макроскопически и даже при небольших увеличениях совершенно однородны, обладают светло-бежевым цветом, тусклым блеском, непрозрачны. Обычно они образуют сфероидальные радиально-лучистые стяжения диаметром до 1—2 см. В полированных шлифах при больших увеличениях видно, что «бежевые кальциты» переполнены весьма мелкими выделениями сфалерита. Последние часто характеризуются концентрически-зональным строением. В целом при просмотре полированных шлифов такие выделения сфалерита в кальците создают впечатление застывшей эмульсии.

Гринокит встречается в небольшом количестве и ассоциируется с окисленными сульфидами и гидроокислами железа, реже — с неизменным сфалеритом. Минерал ярко-желтый, тонкокристаллический, иногда отмечаются его колломорфные агрегаты. Спектральные и рентгенометрические анализы минерала подтверждают принадлежность его к гринокиту.

В заключение подчеркнем, что наличие галенита, сфалерита и гринокита в упомянутых эпигенетических месторождениях является своеобразной и весьма интересной деталью их состава. В свете изложенных выше фактов нам представляется, что в Южно-Таджикской депрессии целестиновые месторождения с галенитом и сфалеритом являются связывающим звеном между целестиновыми месторождениями (типа Гулисая) с одной стороны и свинцово-цинковыми с целестином (типа Дарайсо и Иокуньжа) — с другой.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Андрусенко Н. И. Гидротермальный целестин из бассейна р. Нижней Тунгуски. Тр. ВНИИП, т. 2, вып. 1, 1958.
- Бондарь В. Г. О месторождении целестина, связанном с гидротермальной деятельностью траппов на территории Сибирской платформы. Зап. Всесоюз. мин. об-ва, № 2, 1953.
- Бурков В. В., Е. К. Подпорина, Стронций. Минералогия, геохимия и главные типы месторождений. Тр. Ин-та минер. геохим. и кристаллохим. редких элем. вып. 12, 1962.
- Дэна Дж., Э. Дэна, Ч. Пэлачи др. Система минералогии, т. 1. Изд. ИЛ, 1950.
- Иваницкий Т. В., Н. Д. Гварамадзе, К вопросу содержания и распространения некоторых рассеянных элементов в главнейших сульфидах свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии. Геохимия, № 2, 1960.
- Иванов С. Н. Индийсодержащий гринокит из Сибайского колчеданного месторождения на Урале. Докл. АН СССР, № 7, 1946.
- Ивойлов А. С. Графический способ определения межплоскостных расстояний по порошковым рентгенограммам. Заводск. лаб., № 7, 1953.
- Кольцов Н. А. О нахождении гринокита в Садонском серебро-свинцово-цинковом месторождении. Мат. ЦНИГРИ. Петрография и минералогия. Сб. 1, ОНТИ, 1933.
- Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. Изд. АН СССР, 1963.
- Лебедев Л. М. О колломорфных сфалерите и галените. Тр. Мин. музея АН СССР, вып. 6, 1954.
- Минералы. Справочник, т. 1. Изд. АН СССР, 1960.
- Минчева-Стефанова И. Гидроцинкит рудника «Седмочисленица» Врачанской области. Докл. Болгарск. Акад. наук, 13, № 6, 1960.
- Могаровский В. В. Температурные условия образования некоторых целестиновых месторождений Южно-Таджикской депрессии. Докл. АН СССР, 150, № 5, 1963.

Могаровский В. В. О возможном вадозно-гидротермальном происхождении целестиновых месторождений Южно-Таджикской депрессии. Литология и полезные ископ., № 3, 1964.

Островский И. А. Столбчатые кристаллы галенита из кварцевой жилы. Зап. Всероссийского минер. об-ва, № 3, 1945.

Панков В. П. О коллоидном сфалерите свинцово-цинкового месторождения Верхняя Квайса в Юго-Осетии. Зап. Всероссийского минер. об-ва, вып. 1, 1951.

Яренская М. А. Линнеит и гринокит в рудах Акбастау. Тр. Ин-та, геол. наук АН Каз. СССР, № 7, 1963.

Ярош Н. А. Гринокит, Минералогия Урала, 1941.

Бекс С. Differential thermal analysis curves of carbonate minerals, Amer. Mineral. 35, № 11—12, 1950.

Павлович С., С. Терезин, В. Николаин. Хидроцинкит и смитсонит из рудника Межица. Глас Спроска Акад. наук. Отделен. прир.-матем. наук, 241, № 18, 1960

v  
Zabinski W. Recent hidrozinkit from Brzeziny Slaskie. Bull. Acad. Pol., ser. sci. chem., geol., geogr. 6, № 2, 1958.

В. В. МОГАРОВСКИЙ, Г. Н. ТАРНОВСКИЙ

### ДАР БОРАИ БАЪЗЕ СУЛЬФИДХО ВА ГИДРОЦИНКИТ АЗ КОНИ ЦЕЛЕСТИНИ ЧОЛТОШ (ДЕПРЕССИЯИ ЧАНУБИИ ТОЧИКИСТОН)

Дар чинсҳои рағии галенит-целестин ва галенит-сфалерити целестиндори кони целестини Чолтош минерали гринокит ёфта шудааст. Дар сфалерит аз сад як ҳисаи процент таллий ва германий, инчунин омехтаи маргимуш ва кадмий муайян карда шудааст. Бо ҳамроҳи сфалерит гидроцинкити гипогенӣ во меҳӯрад.

Ёфта шудани минералҳои дар боло номбар карда шуда, дар кониҳои целестини, қисми ба худ ҳоси таркиби аҷоибӣ онҳо мебошад.

Х. М. ЮСУПОВ, К. К. КАРИМОВ, Т. Н. НАСИМОВ

### КОМПЛЕКСНЫЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ СКРЫТОГО РТУТНО-СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ШИНГ-МАГИАНСКОМ РАЙОНЕ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)

В настоящее время выявление новых месторождений сурьмы и ртути в нашей стране в основном связано с проведением поисков на площадях распространения возможных, не выходящих на поверхность месторождений. В этом отношении особенно характерна территория Центрального Таджикистана, где большинство рудных месторождений палеозойского возраста является частично или целиком погребенными под более молодыми отложениями.

Опыт разведочных работ на сурьму и, особенно, на ртуть показал, что в условиях Центрального Таджикистана в большинстве случаев рудные тела месторождений являются не выходящими на поверхность залежами. Следовательно, дальнейшее исследование здесь целесообразно вести в направлении поисков, в основном не выходящих на поверхность месторождений (Хрущов, 1961). Это необходимо еще потому, что, несмотря на значительное распространение первичных ореолов рассеяния ртути и присутствия киновари в шлихах, почти на всей площади Зеравшано-Гиссарского ртутно-сурьмяного пояса коренные их месторождения встречаются крайне редко.

Вышеизложенное послужило основанием для постановки в этом направлении научно-исследовательских работ. С 1963 г. по настоящее время на небольшой, хорошо изученной с поверхности территории — Шинг-Магианском районе, авторами настоящей статьи проводятся исследовательские работы по выработке методики поисков не выходящих на поверхность ртутно-сурьмяных месторождений. В статье изложены некоторые предварительные данные, основанные на материалах, полученных в результате геолого-структурных, геофизических и гидрохимических исследований, с учетом материалов предшествующих исследователей.

Прежде чем приступить к изложению результатов работ, необходимо кратко остановиться на геологической позиции описываемого района ртутно-сурьмяных месторождений.

**Геологическое строение района.** Исследователи среднеазиатской ртутно-сурьмяной провинции (Карпова, 1959; Федорчук, 1964) в соответствии с регионально-тектонической позицией, возрастом оруденения, типами разрезов вмещающих пород Зеравшано-Гиссарскому поясу справедливо придают самостоятельное значение. Шинг-Магианские месторождения ртути и сурьмы расположены на западном фланге рассматриваемого рудного пояса. На площадях этих месторождений с 1949 г. производятся разведочные работы и детальные геологические исследо-

вания. Последние позволили выявить ряд характерных особенностей, без учета которых невозможно разработать эффективную методику поисков не выходящих на поверхность месторождений. Знание этих особенностей необходимо для уверенного прогнозирования скрытого ртутно-сурьмяного оруденения.

Ниже приведены главные из них.

1. Общеизвестно, что для поисков не выходящих на поверхность месторождений, данные о глубине формирования и вертикальном размахе месторождения имеют первостепенное значение (Кушнарев, 1961). В отличие от многих ранее известных месторождений других ртутно-сурьмяных провинций Советского Союза здесь оруденение представляет собой однослойные пластообразные рудные тела с приповерхностным залеганием.

2. В пределах пояса до недавнего времени поиски ртутно-сурьмяных месторождений велись в основном в брекчии, залегающей на контакте сланцев ( $C_1-P_{23}$ ) с известняками ( $D_1-D_2$ ). На другие литологические разности пород не обращалось должного внимания. Здесь считалось, что ведущим типом ртутно-сурьмяных месторождений Средней Азии являются лишь месторождения кварцево-джаспериодной формации, в которых оруденение локализуется непосредственно под сланцевым экраном (Поярко, 1955).

В последние годы в пределах рассматриваемого пояса открыт ряд месторождений и рудопроявлений, локализованных в покрывающих сланцах и подстилающих известняках. Это с достаточной убедительностью говорит о том, что в пределах рудного пояса потенциально рудоносными могут быть наряду с кварцево-известняковой брекчией и другие разности пород (Федорчук, 1960).

3. В пределах Зеравшано-Гиссарского ртутно-сурьмяного пояса месторождения палеозойского возраста претерпели интенсивные деформации в результате последующих альпийских и современных тектонических движений. Вполне естественно, что эти движения прежде всего нарушили спокойное залегание рудовмещающих пород с локальными структурами, приуроченными к терригенной, как более благоприятной для дислокации толщи. Кроме того, те места, в которых локализовалась руда в палеозойское время, по всей вероятности, являются более расслабленными зонами относительно участков, не претерпевших изменений вследствие рудного процесса. Поэтому вполне вероятно, что при повторных послерудных движениях места локализации богатых руд являются более чувствительными к деформациям. Причем, если напряжение силового потока меньше предела упругости вмещающих пород, образуются складчатые формы — «купола» и, наоборот, если напряжение силового потока больше упругости вмещающих пород, образуются дизъюнктивные формы. Следовательно, «структурные ловушки» (Смирнов, 1947) по условиям образования могут быть, очевидно, не только дорудными, но и во многих случаях, возможно, послерудными.

Таким образом, «структурные ловушки» в условиях Зеравшано-Гиссарского ртутно-сурьмяного пояса не могут являться ведущим критерием для поисков месторождений сурьмы и ртути.

4. В пределах рассматриваемой территории имеются месторождения ртути, в которых на эродированной поверхности оруденелых пород залегают мезозойские отложения, содержащие в переотложенном виде рассеянное ртутное оруденение (Юсупов, 1960). Такое рудопроявление в молодых отложениях может быть использовано для поисков «погребенных» месторождений.

В заключение данного раздела необходимо отметить, что Зеравшано-Гиссарский ртутно-сурьмяный пояс отличается в основном сложной тектоникой и стратиграфией, отсутствием явной связи оруденения с интрузиями, геохимическими особенностями. Следовательно, только при правильном понимании этих особенностей можно выработать эффективную методику поисков не выходящих на поверхность ртутно-сурьмяных месторождений в пределах рассматриваемого пояса.

Геологическое строение рассматриваемой площади характеризуется развитием комплекса осадочных пород главным образом палеозойского возраста. Среди осадочных пород района в литологическом и возрастном отношении резко выделяются две различные толщи:

1) отложения силура, девона и низы нижнего карбона, образующие единую непрерывную толщу, сложенную главным образом известняками. Этот комплекс отложений является жестким основанием почти всех осадочных формаций района;

2) отложения нижнего карбона и, возможно, верхнего палеозоя, представленные почти исключительно терригенными породами, являются относительно пластичным покровом (рис. 1).

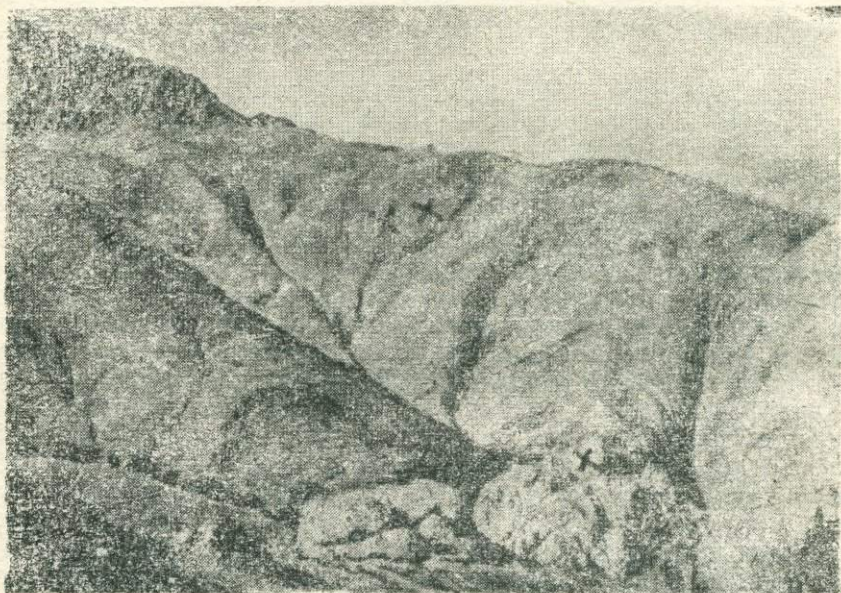


Рис. 1. Верховье р. Магиан-Дарьи. ×—выходы массивных известняков, ×× — терригенные отложения.

В основании разреза палеозойских отложений Шинг-Магианского района залегают породы нижнего силура (верхний венлок), представленные кварцево-серицитовыми сланцами. Лудловские отложения здесь представлены известняками и доломитами. Среди лудловских отложений по наличию характерной фауны выделяются амфипоровая, фолидофиллидовая и брахиоподовая свиты. Общая мощность силурийских отложений района достигает 1700 м. Девонская система в Шинг-Магианском районе представлена всеми своими отделами: нижним, средним и верхним. Однако до сих пор четкие границы их не определены.

Девонские отложения по текстурным особенностям и наличию характерной в них фауны разделяются на три свиты:

1) массивные и толстослоистые известняки (нижнего девона — эйфеля);

2) темно-серые тонкослоистые известняки (эйфеля-живета);

3) светло-серые массивные известняки (верхнего девона-турне).

Мощность девонских отложений достигает 1000 м.

Терригенные отложения в пределах Шинг-Магианского района развиты повсеместно. Они являются основным стратиграфическим рудовмещающим горизонтом почти всех известных ртутно-сурьмяных месторождений района. Терригенный покров залегает трансгрессивно на различных горизонтах размытой поверхности известняков основания, начиная от массивных известняков  $D^2_1$ — $D^1_2$  и кончая свитой известняков турнейского яруса.

По литологическому составу терригенные отложения расчленяются на следующие свиты (снизу вверх): глинистые и кремнистые сланцы; прослой и линзы известняков; сланцево-песчаниковые отложения и песчаниково-конгломератовые отложения. В основании разреза терригенной толщи лежат черные и темно-серые глинистые и кремнистые сланцы, местами превращенные в брекчию (рис. 2). К этому горизонту

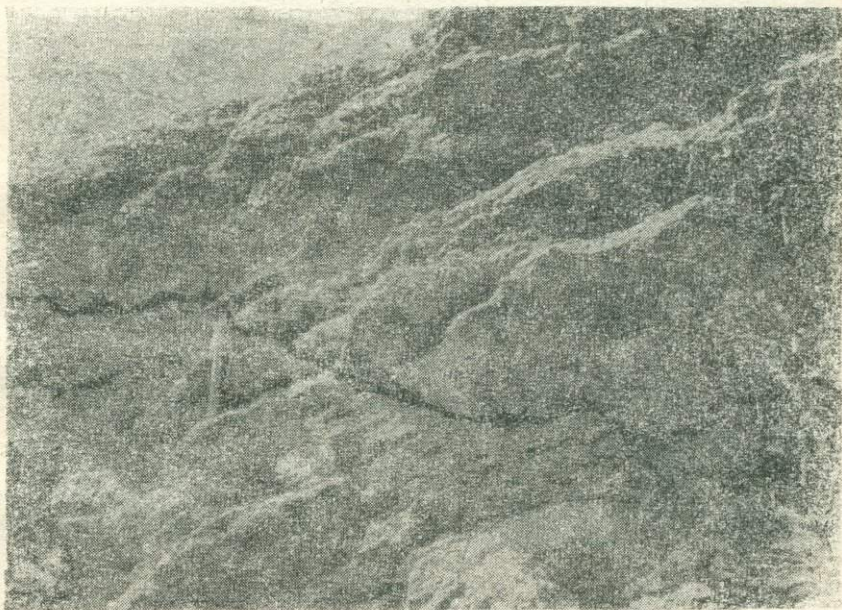


Рис. 2. Рудовмещающая брекчия.

в основном приурочены большинство известных ртутно-сурьмяных месторождений района. Мощность терригенных отложений около 1000 м.

Среди мезозойских отложений в пределах рассматриваемого района развиты юрские отложения. Последние представлены темно-серыми алевролитовыми сланцами с прослоями песчаника и мелкогалечного конгломерата. Сохранившаяся мощность мезозойских отложений составляет около 500 м. Четвертичные отложения в пределах описываемого района имеют также широкое развитие и по условиям образования разделяются на следующие генетические типы: ледниковые, элювиально-делювиальные и пролювиальные и аллювиальные отложения. Мощность четвертичных образований достигает 40 м.

Основные выходы изверженных пород расположены за пределами рассматриваемого района. Незначительные выходы сильно измененных жильных пород, представленных лампрофирами и порфиритами, встречаются на площади Кавноцкого ртутного месторождения. Связь ртутно-сурьмяных месторождений с интрузивными породами здесь пока никем не установлена.

В тектоническом отношении рассматриваемый район, как и вся Зеравшано-Гиссарская горная область, является крайне сложным. Плохая обнаженность и незначительное распространение мезокайнозойских отложений препятствуют установлению возраста отдельных тектонических элементов. Шинг-Магианский район ртутно-сурьмяных месторождений представляет собой ряд крупных антиклинальных и синклинальных складок, сформировавшихся в герцинское время и усложненных в результате многочисленных повторных подвижек складками более низких порядков и крупными дизъюнктивными нарушениями. Последние являются наиболее характерными формами в структуре района (рис. 3 и 4).



Рис. 3. Зеркало скольжения в конгломератах.

Ртутно-сурьмяное оруденение в основном приурочено к брекчии, залегающей на контакте известняков  $D_1-D_2^1$  с терригенными отложениями  $C_1-P_3$ . На площадях месторождений ртути и сурьмы согласно существующим кондициям на указанные металлы в результате химического опробования могут быть выделены разобщенные рудные тела, различающиеся по размеру и структурным особенностям. Контакты рудных тел с вмещающими кремнистыми сланцами и кремнистой брекчией нечетко выражены. По направлению от висячего бока вкост простирающейся рудной зоны наблюдается чередование руд с разным содержанием полезных компонентов. Причем, как показали исследования (Юсупов 1961), рудные тела локализуются в различных участках брекчии не хаотично, а закономерно. В большинстве случаев рудные тела приурочены к лежащему боку.

Ртутное оруденение также встречено в известняках основания. Реже в них встречается сурьмяное оруденение в виде жил сливного антимонита, достигающих мощности 1 м.

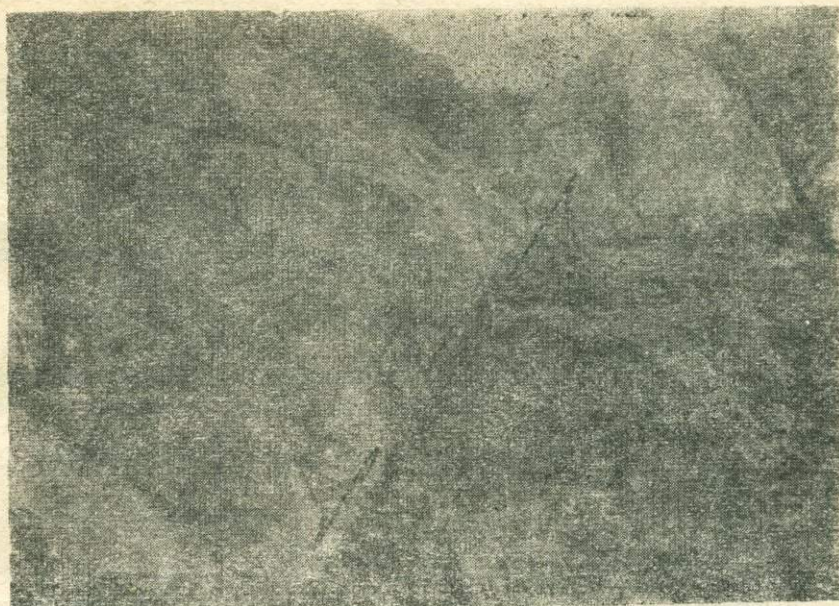


Рис. 4. Сброс послерудный.

#### МЕТОДИКА ПОИСКОВ

Теоретической основой поисков рудных месторождений является то, что подавляющее большинство их в период образования не выходили на дневную поверхность, были скрытыми (Тетяев, 1940; Щербаков, 1962). Для успешного решения поставленной задачи нами в соответствии с конкретными геологическими условиями были применены достижения таких наук, как геология рудных месторождений, структурная геология, стратиграфия, геофизика и гидрохимия. Но, принимая во внимание сложность тектонического режима в дорудную, рудную и особенно в послерудную эпохи, особая роль здесь здесь отводится структурной геологии (Смирнов, 1955; Вольфсон, 1955).

#### Геолого-структурные методы поисков не выходящих на поверхность месторождений

В начале 1963 г. научно-исследовательские работы были проведены на площади одного сурьмяного месторождения. Месторождение ранее детально разведывалось. В геологическом строении сурьмяного месторождения принимают участие осадочные породы палеозойского возраста. Они представлены двумя толщами (снизу вверх): известняковой и терригенной. На контакте этих двух литологически различных толщ залегает тектоническая брекчия также палеозойского возраста. Сурьмяное оруденение приурочено к этой брекчии. В структурном отношении месторождение приурочено к северо-западному крылу крупной брахиантиклинали. Падение пород преимущественно на запад — 22—45°.

На север и юг (от естественных рудных выходов) месторождение оконтурено горными выработками и скважинами. По данным послед-

них, рудовмещающая брекчия в указанном выше направлении глубоко погружается под мощные нерасчлененные отложения  $C_1-Pz_3$ . К востоку обнажаются подстилающие известняки, которые образуют верхнее крыло сброса. Рудовмещающие породы месторождения здесь, очевидно, смыты.

Таким образом, единственным перспективным направлением для дальнейшей разведки остается западный фланг месторождения. В западном направлении (на расстоянии до 400 м), по мере удаления от естественных выходов руд, рудовмещающая брекчия погружается под мощные толщи надрудных пород, а далее, по мере приближения к сбросу, поверхность залегания ее выполаживается, и, возможно, даже имеет тенденцию к восстанию. Этим, а также отрицательными формами рельефа обуславливаются небольшие глубины залегания рудовмещающих пород.

В результате структурно-поисковых работ было установлено следующее:

а) площадь месторождения не ограничивается контуром ранее проведенных разведочных работ, оно прослеживается в западном направлении до Западного сброса;

б) глубина залегания рудовмещающей брекчии не превышает 200—300 м;

в) судя по характеру Западного сброса наличие рудных тел на площади Западного участка не вызывает сомнения.

С целью выяснения глубины залегания рудовмещающих пород в 1963 г. были проведены геофизические работы, результаты которых изложены в следующем разделе.

В 1964—1965 гг. работы в этом направлении были продолжены на площади ртутного месторождения Кавнок, которое также разведывалось в 1953—1957 гг. В геологическом строении месторождения участвуют главным образом осадочные породы, представленные сланцами с прослоями и линзами песчаников, конгломератов и известняков. Вся эта в основном терригенная толща ( $C_1-Pz_3$ ) залегает на размытой поверхности массивных известняков ( $D_1-D'_2$ ).

Ртутное оруденение, представленное киноварью, локализуется в брекчированных кремнистых сланцах, залегающих на контакте вышеупомянутых пород. Основным структурным элементом на площади месторождения является Ширман-Кутанская антиклиналь, вытянутая в широтном направлении, к южному крылу которой приурочена основная площадь месторождения. Падение пород в южных румбах под углами  $15-40^\circ$ . Ядро антиклинали слагают светло-серые массивные известняки  $D_1-D'_2$ , перекрытые сильно гофрированными и перемятыми отложениями терригенной толщи  $C_1-Pz_3$ .

Северное крыло антиклинали опущено по Ширман-Кутанскому сбросу и частично смыто эрозией. Южное крыло плавно погружается на юг под мощные ледниковые отложения. Далее оно, очевидно, срезается дизъюнктивом, проходящим севернее гряды Хазрет-Султан (рис. 5). На Восточном участке месторождения, в 180—240 метрах южнее естественных выходов рудных тел, прослеживается послерудный сброс субширотного направления на протяжении 1000 м, по которому вся южная площадь опущена на значительные глубины.

Особый интерес представляет вопрос о структуре Западного участка месторождения Кавнок после проведения там геофизических работ. По данным сейсморазведки, устанавливается пологое восстание контакта известняков основания с терригенными отложениями в южном направлении от естественных обнажений рудных тел, т. е. рудоконтроли-

рующийся контакт не падает под углами 20—30° на юг, как это предполагали ранее, а следует параллельно дневной поверхности (рис. 5). Это

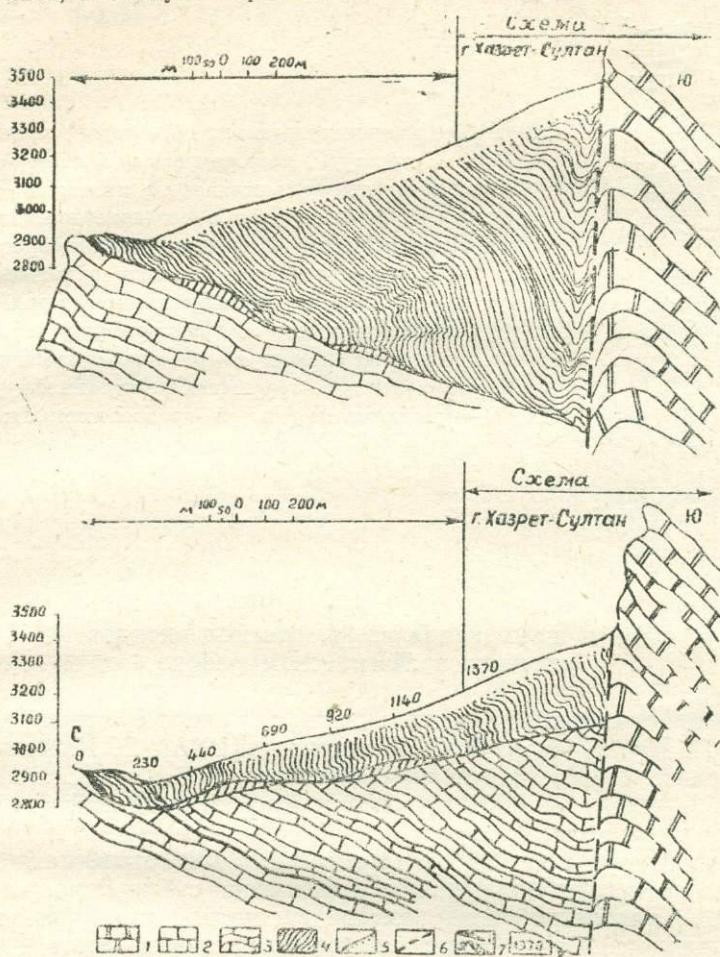


Рис. 5. Представление о структуре месторождения Кавнок до 1965 г. (снимок верхний) и после проведения сейсморазведки и геологоструктурного анализа (снимок нижний). 1 — известняки массивные  $D_1$ , 2 — известняки массивные —  $D_1-D_2^1$ ; 3 — известняки слоистые —  $D_2^1-D_2^2$ ; 4 — терригенные отложения; 5 — контуры четвертичных отложений; 6 — дизъюнктивы; 7 — рудные тела: (1 — прослеженные, 2 — предполагаемые); 8 — пункты взрыва сейсморазведки.

положение является весьма интересным в отношении оценки перспектив месторождения. При подтверждении вышеизложенного мнения о строении месторождения буровыми скважинами в дальнейшем резко увеличатся рудоносные площади участков, расположенных к югу от естественных выходов рудных тел (рис. 6).

Такое представление о структуре месторождения вполне объяснимо, и оно согласуется со стратиграфией района. В северной части месторождения Кавнок повсеместно обнажается рудовмещающая брекчия, залегающая только лишь на массивных известняках  $D_1-D_2^1$ , тогда как в соседних сурьмяных месторождениях она залегает не только на массивных известняках, но и в большинстве случаев на тонкослоистых известняках  $D_2^1-D_2^2$ . Отсюда вполне можно предположить наличие пос-

ледных и на площади, расположенной к югу от естественных выходов рудовмещающих пород (рис. 6).

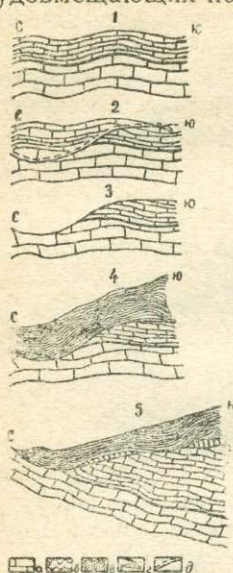


Рис. 6. Схема, иллюстрирующая образование предполагаемой структуры месторождения Кавнок.

1—залегание слоистых известняков на массивных после среднего девона; 2 и 3—перерыв в осадконакоплении и эрозия жесткого известнякового основания донжнекарбонového периода; 4—отложение терригенной толщи в нижнекарбонovém периоде; 5—образование брекчированных пород, локализация ртутного оруденения и формирование месторождения Кавнок в пермский период. а—известняки массивные; б—известняки слоистые; в—терригенные отложения; г—рудные тела (1—прослеженные и 2—предполагаемые); д—линия эрозийного среза.

#### Опыт применения геофизических методов разведки в Магианском районе

Геофизические работы выполнялись с участием инженеров-геофизиков И. П. Щелкуновой, А. С. Щелкунова (1963), Б. И. Азимбаева и И. А. Терехова (1965) и техников-геофизиков С. Т. Сенченко, Н. С. Сенченко (1963—1965), А. И. Новиковой и Р. В. Капустиной (1965). Общее руководство осуществлялось К. К. Каримовым.

На площади сурьмяного месторождения были отработаны три профиля субширотного направления и три связи субмеридионального направления. В начале работ на профиле расстояния между сейсмоприемниками равнялось 20 м и длина взрывного интервала была 440 м. При этом детальность оказалась недостаточной. Поэтому в дальнейшем шаг сейсмоприемников был сокращен до 10 м. Это позволило четко выделить прямую волну и отметить точку перегиба годографов преломленных волн. Взрывной интервал при этом составлял 230 м. Наилучшими условиями возбуждения являлись те случаи, когда взрывы производились в сильно обводненных породах в непосредственной близости от мочегин и родников. На пунктах взрыва, удаленных от стоянки через интервал, оптимальный вес заряда составлял 5—10 кг, а через 2 интервала — 15—40 кг. В условиях сильно пересеченного рельефа (профиль III) величина заряда на стоянках через интервал составляла 30—70 кг, иногда доходила до 200 кг.

В процессе работ выбрана оптимальная фильтрация с полосой пропускания от 35 до 60 гц. С целью увеличения чувствительности и снижения влияния микросейсм применялось группирование двух сейсмографов в один канал. Последние устанавливались в непосредственной близости друг от друга, т. е. база практически равнялась нулю. ЗМС характеризуется сравнительно высокими кажущимися скоростями, изменяющимися в пределах от 725 до 1775 м/сек. Это объясняется пестрым составом ЗМС и наличием крупных глыб сейсмически плотных пород. Ра-

боты выполнялись сейсмической станцией СС-24П в переносном варианте.

**Методика интерпретации.** Корреляция преломленных волн проводилась следующим образом: вблизи пункта взрыва прослеживались первые вступления волны, а затем, по мере удаления от источника колебаний, где первые вступления значительно затухали, прослеживалась первая фаза. Основными критериями при корреляции преломленных волн являлись следующие:

1) устойчивое сохранение формы записи на всем интервале прослеживания;

2) плавное изменение амплитуды колебаний по мере удаления от пункта взрыва;

3) синфазность колебаний.

Корреляционная увязка осуществлялась по равенству прихода волн к взаимным точкам.

Расхождение обычно не превышало 25% видимого периода записи. Особое внимание уделялось областям смены волн. Здесь весьма важным дополнением к основному методу корреляции являлись нагоняющие годографы. В зоне разрывных нарушений поверхности известняков, являющихся преломляющим горизонтом на всей площади участка, заметно изменяется кажущаяся скорость, отмечается скачок в изменении времен по профилю (разрыв сплошности годографа), соответствующей в какой-то мере амплитуде нарушения. Однако, явлений интерференции волн не наблюдается. Выделить дифрагированную волну и, тем более, определить местоположение минимума ее годового годографа на профиле не представляется возможным. В связи с указанными явлениями весьма затруднительно указать точное плановое положение тектонического нарушения. В годографы, построенные по наблюдаемым временам, вводилась поправка за фазу. Поправка за ЗМС не вводилась в виду небольшой, незначительно изменяющейся мощности ЗМС. На всех профилях по всей их длине строились линии и разностные годографы. По разностным годографам проводилось определение граничных скоростей. Полученные таким способом граничные скорости не зависят от рельефа дневной поверхности и неоднородностей ЗМС. Изменения граничных скоростей от 3200 до 5300 м/сек характеризуют в какой-то мере фациальные изменения преломляющего горизонта.

Увеличение граничных скоростей до 5200—5400 м/сек в зоне разрывных нарушений вызвано, очевидно, дифрагированной волной. Определение граничных скоростей способом полей времени встречает серьезные затруднения в виду отсутствия достоверных сведений о средних скоростях распространения сейсмических колебаний. Построение сейсмических разрезов велось методом средних арифметических ( $t_0$ ). Этот метод относится к приближенным количественным методам интерпретации. Как указывает И. С. Берзон (1957), при небольших глубинах точки выхода сейсмической радиации из преломляющего слоя незначительно смещены относительно точек, вследствие чего приближенные методы практически дают такие же результаты, как точные.

При построении разрезов методом  $t_0$  использовались следующие зависимости:  $h = Kt_0$ , где  $K = \frac{V}{\cos i}$ . Значение коэффициента  $K$  при отсутствии данных о средних скоростях может быть получено путем сопоставления глубин, фактически полученных в результате бурения или проходки горных выработок, со значениями  $t_0$  в соответствующих точках профиля. Для построения сейсмических разрезов на участке сурьмяного месторождения значение коэффициента определялось по связ-

ке II и по восточным концам профилей I и III, т. е. в той части участка, где имеются горные выработки (Гамбурцев, 1959). Из многих значений коэффициента была выведена средняя величина, равная 5030 м/сек. Это значение  $K$  было использовано на всех профилях участка работ.

Определение средних скоростей по годографам преломленных волн хотя бы приближенно не представляется возможным. Поэтому построение сейсмических разрезов по профилям велось методом  $t_0$  и относится к приближенным количественным интерпретациям. Для построения полей времени по встречным годографам условно принималась средняя скорость, равная 3200 и 3700 м/сек. Полученные разрезы существенно различаются между собой. Граница, полученная при скорости 3200 м/сек, представляет собой выпуклую линию с погружением в западной части практически параллельно рельефу дневной поверхности. При использовании  $V_{ср} = 3700$  м/сек граница по форме и глубине близка к границе, полученной на этом же профиле методом  $t_0$ . На основании разрезов построена схема изогипсов опорного преломляющего горизонта (поверхности известняков основания). Сечение изогипс было выбрано из условий  $\Delta H = K\Delta t_0$ , где  $\Delta H$  — высота сечения;  $\Delta t_0$  — средняя абсолютная ошибка в определении.  $K = 5030$  м/сек., определен по горным выработкам. Согласно табл. 1 величина  $\Delta t_0$  составляет 4,6 м/сек. Исходя из вышеуказанного, было выбрано сечение изогипс, равное 25 м. Расхождение в величинах  $t_0$ , полученных на пересекающихся профилях, приведено в табл. 1. Средняя погрешность  $\sigma = 4,6 - 14\%$ .

Таблица 1

Результаты определения относительных ошибок по профилям

№ профиля	ПК	Скорость в м/сек	Разница в м/сек	Относительная ошибка в %
ПР-I	0,84	30	2	7
СВ-2	5,7	32		
ПР-II	3,90	26	7	31
СВ-2	3,00	19		
ПР-III	3,30	30	4	14
СВ-2	2,80	26		
ПР-I	8,80	48	0	0
СВ-3	6,90	48		
ПР-II	-4,37	42	8	17
СВ-3	8,70	50		
ПР-III	-4,20	51	7	15
СВ-3	2,80	58		

Поскольку величина  $t_0$  соответствует глубине залегания границы, разница  $\Delta t_0$  на пересечении профилей характеризует ошибку в определении глубины в соответствующих точках. Ниже приводятся результаты определения глубин, полученных сейсморазведкой и геолого-разведочными работами на сурьмяном месторождении (табл. 2).

В заключение следует сказать, что проведенных геофизических работ еще далеко недостаточно для однозначного решения геолого-структурных задач на площадях небольших рудных месторождений. К этому следует добавить, что, по мнению геофизика Ю. В. Кошлакова (устное сообщение), после тщательного анализа геофизических материалов, полученных по рассматриваемым в статье объектам, появились серьезные сомнения в отношении природы регистрируемых волн.

Таблица 2

## Результаты определения глубин

№ профиля	ПК	Глубина в м		Разница в глубинах	Относительная ошибка в %
		по геолого-разведочным данным	по сейсмическим данным		
СВ	2,3	159	159	0	0
	1,5	173	177	5	2,8
	2,7	143	147	4	2,8
	3,1	124	130	6	4,7
	4,1	87	96	8	8,8
	4,5	101	84	17	18,3
	4,9	117	96	21	19,8
	5,8	136	120	16	12,5
	5,7	156	149	7	4,6
Средняя относительная ошибка				3,25%	
ПР	0	58	58	0	0
	0,2	74	80	6	7,8
	0,4	109	106	3	2,8
	0,6	130	138	2	1,6
	0,8	146	145	1	0,7
	1,0	166	166	0	0
	1,4	190	190	0	0
Средняя относительная ошибка				1,8%	
ПР III	4,6	66	60	6	9,5
	4,5	80	72	8	10,5
	4,4	88	82	6	7,5
	4,3	96	94	2	2,1
	4,2	107	103	5	4,8
	4,1	116	109	7	6,2
	4,0	126	118	8	6,5
	3,9	135	126	8	6,9
	3,8	143	136	7	5,0
	3,7	150	143	7	4,8
	3,6	159	150	9	5,8

Средняя относительная ошибка—6,3%.

Средняя относительная ошибка по участку—5,45%.

## Опыт применения гидрогеохимических методов поисков

С 1963 г. на перспективных площадях ртутно-сурьмяных месторождений проводятся гидрохимические исследования с целью выявления скрытого оруденения.

Ввиду того, что до сих пор отсутствует полевой метод анализа сурьмы в природных водах, основные работы были сосредоточены на площади ртутного месторождения Кавнок. На площади месторождения протекает три постоянно действующих реки: Магиан-Дарья — расход воды 150 м/сек; Нижний Барашу — расход воды 100 м/сек и Верхний Барашу — расход воды достигает примерно 80 см/сек. Река Магиан-Дарья разделяет месторождение на Восточный и Западный участки. Реки Верхний Барашу и Нижний Барашу находятся на западном фланге месторождения. Кроме того, имеется сезонно действующий ручей Ширман-Кутан, расход воды 10 м/сек. На исследуемом месторождении имеются 29 источников и мочезин, расход воды которых колеблется от 0,010 до 1 м/сек. Температура воды от 5 до 10°C.

Поверхностные потоки движутся с юга на север, скорость воды в реках доходит до 1 м/сек, русла рек заполнены обломками пород и ва-

дунами. Гидрогеохимическому обследованию, результаты которого изложены в настоящей статье, подвергнуты все 29 источников и три поверхностных потока.

Определение микрокомпонентов в водах месторождений производилось по методике ВСЕГИНГЕО (1961) при помощи полевой гидрогеохимической лаборатории ГХЛ-1 непосредственно в полевых условиях. В водах месторождения Кавнок определялись Hg, Zn, Cu, коллометрическим методом. Попутно из каждой точки взята проба воды на спектральный анализ; последняя выпаривалась, и сухой остаток отправлялся в лабораторию института. Спектральным анализом выявлены ряд рудных элементов Pb, Cu, Zn, Sb, Sr, Sn, Be, V, содержания которых колеблются в широких пределах — от 0,2 до 120 мкг/л (табл. 3).

**Миграция ртути в водах месторождения.** Расположение рудных участков месторождений выше базиса эрозии весьма благоприятствует гидрохимическим исследованиям. Дренажные воды, обогащенные ртутью, выходят в виде источников и мочезин, которые являются объектами исследований. Дренами подземных вод являются реки Магиан-Дарья, Нижний Барашу и Верхний Барашу. Содержания микрокомпонентов в водных пробах по мере удаления от месторождения резко уменьшается (15—10 мкг; эти цифры характерны для фоновых содержаний ртути в водах района). В подземных горных выработках содержание ртути в водных пробах повышено и доходит до 20 мкг/л (табл. 3). Нами установлено, что в южном направлении содержание ртути в водах увеличивается до 40 мкг/л, что указывает на наличие возможной скрытой рудной минерализации данной площади. На основании гидрогеохимических опробований нами выделены три аномальных участка, которые расположены южнее разведанной площади месторождения Кавнок. Область питания вод расположена также южнее выходов рудных тел, отсюда высокая концентрация ртути в водах аномальных участков, по-видимому, могла образоваться только за счет выщелачивания скрытых рудных тел. Дальнейшее гидрохимическое опробование поисковых скважин даст возможность более детально оконтуривать скрытые рудные тела рассматриваемого месторождения.

#### ВЫВОДЫ

1. Установлена возможность успешного применения геофизических методов для крупномасштабных детальных поисков ртутного и особенно сурьмяного оруденения. При дальнейшем совершенствовании этого метода, очевидно, возможны прямые поиски богатых сурьмяных руд в несложных, в физико-геологическом отношении, условиях.

2. Установлено, что при резко расчлененном рельефе Шинг-Магианского района, где относительные превышения достигают иногда значительных размеров, применение гидрохимии, как самого глубинного метода, является весьма эффективным (Бродский, 1964).

3. Выявлена перспективность в отношении нахождения скрытых рудных залежей сурьмяного месторождения в западном направлении.

4. Выявлена возможность прослеживания и неглубокое залегание рудных тел в Кавнокском ртутном месторождении. Это позволит рудодобывающему предприятию с большой уверенностью приступить к освоению месторождения, эксплуатация которого намечается в текущем году.

5. Принимая во внимание геологическую позицию, интерпретацию результатов металлометрического и гидрохимического опробования, а также ряд факторов, подававшихся изучению, мы рекомендуем девять площадей, перспективных в отношении нахождения здесь скрытых рудных залежей.

Результаты полевых гидрогеохимических и лабораторных спектральных анализов вод месторождения Казнок

Наименование водо- пунктов и их место- положение	Дата отбора проб воды (расход во- ды в л/сек)	Содержание микроком- понент по хим. анали- зу в мк г/л.		РН	Плотный остаток после выпарива- ния в мг/л	Содержание микрокомпонентов знаменатель в кг/л					Числитель в процентах, (по методу Шор Г. А.)					Водоносные породы
		ртуть	цинк медь			титан	марганец	ванадий	медь	свинец	цинк	сурьма	стронций	олово	бериллий	
Источник № 1, в 25 м южнее штольни № 20	4—VIII—64 0,03	20	25 —	6,8	200	0,03 60	0,06 120	—	0,003 6	0,001 2	0,03 60	—	0,03 60	0,001 2	0,0001 0,2	Терригенные отложе- ния
Источник № 2, р. Шир- ман-Кутан	4—VIII—64 0,2	20	22 5	6,6	130	0,06 78	0,06 78	—	0,001 1,2	—	0,01 13	0,03 39	0,03 39	—	0,0001 1,2	То же
Источник № 3, в 20 м восточнее источника № 2	4—VIII—64 0,2	5	10 —	6,6	400	0,03 120	0,03 120	—	0,003 12	—	0,006 24	0,003 12	0,03 120	—	—	" "
Источник № 4, среднее течение р. Ширман- Кутан	4—VIII—64 0,3	23	10 2	6,6	300	0,01 30	0,03 90	—	0,001 3	—	0,01 30	0,003 9	0,03 90	—	—	" "
Источник № 5, Восточ- ный участок, в 250 м южнее сброса	6—VIII—64 0,05	10	5 2	6,8	900	0,01 90	0,01 90	—	0,003 27	—	—	—	0,01 90	—	—	Кремнистые сланцы и мелкозернистый ще- бень
Источник № 6, на прав- ом борту р. Нижний Барашу	10—VIII—64 0,200	20	10 5	6,8	0,600	0,01 60	0,03 180	0,001 6	0,003 18	—	—	—	0,01 60	0,066 36	—	Терригенные отложе- ния
Источник № 7, в сред- нем течении р. Ниж- ний Барашу	10—VIII—64 0,07	20	5 —	6,8	1000	0,03 300	0,006 60	—	0,001 10	—	0,03 300	—	0,01 100	—	0,0001 1	То же
Источник № 8, Восточ- ный участок место- рождения, в 200 м на юг от штольни № 21	12—VIII—64 0,002	10	5 —	6,8	1200	0,01 120	0,01 120	—	0,003 36	0,001 12	—	0,003 36	0,03 360	—	—	Кремнистые сланцы, сильно измененные
Источник № 9, верховья р. Нижний Барашу	15—VIII—64 0,300	15	5 —	6,4	300	0,03 90	0,03 90	0,001 3,0	0,003 9	0,001 3	0,006 6	0,030 90	0,01 30	—	0,0006 1,8	Наблюдаются отдель- ные выходы оквар- цованных пород
Источник № 10, в 100 м севернее источника № 9	15—VIII—64 0,300	20	10 —	6,8	300	0,03 90	0,03 90	—	0,03 90	0,001 3	—	0,03 90	0,01 30	—	—	Из обломков извест- няков и кремнистых сланцев
Источник № 11, в 500 м от устья р. Нижний Барашу.	16—VIII—64 0,5	25	10 —	7,0	140	0,03 42	0,03 42	—	0,003 4,2	—	—	—	0,03 42	—	—	Терригенные отложе- ния
Источник № 12, в 250 м южнее родника № 11	16—VII—64 0,2	20	8 —	6,8	280	0,03 84	0,06 168	0,006 16,8	0,003 8,4	0,001 2,8	0,010 28	0,01 28	0,01 28	—	0,006 1,68	То же
Источник № 13, на ле- вом борту р. Верхний Барашу, в 500 м от ее устья	21—VIII—64 0,2	20	25 —	6,8	100	0,03 30	0,03 30	—	0,03 30	—	0,006 6,0	—	0,03 30	—	—	" "
Источник № 16, левый составляющий р. Верх- ний Барашу.	25—VIII—64 0,8	21	—	6,8	200	0,01 20	0,01 20	—	0,01 20	—	0,03 60	0,03 60	0,01 20	—	0,0006 1,2	" "
Источник № 17, вер- ховья р. Магиан- Дарья	28—VIII—64 0,6	22	13 —	6,8	350	0,06 210	0,03 105	0,001 3,5	0,003 10,5	—	0,03 105	0,006 21,0	0,01 35	—	0,0006 0,21	Делювиальные отложе- ния
Шурф № 21, на правом борту р. Нижний Ба- рашу	6—VIII—64	20	10 —	6,5	500	0,03 150	0,10 500	—	0,003 15	0,001 5,0	0,03 150	—	0,03 150	—	0,0001 0,5	Известняки девона
р. Магиан-Дарья, око- ло источника № 15	21—VIII—64 40	22	10 —	6,8	210	0,06 126	0,001 12,1	—	—	—	—	—	0,01 21	—	—	Аллювий

## ЛИТЕРАТУРА

Айдиньян Н. Х. Методы определения малых количеств ртути в природных объектах. Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрогр., минерал. и геохимии АН СССР, вып. 46, 1960.

Берзон И. С. Высокочастотная сейсмика. Академиздат, 1957.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, 1955.

Бродский А. А. Основы гидрогеохимического метода поисков сульфидных месторождений. Тр. Всесоюзн. науч.-иссл. ин-та гидрогеол. и инж. геол. (ВСЕГИНГЕО). Нов. сер. 12. Изд. «Недра», М., 1964.

Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, 1955. Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. Госгеолтехиздат, М., 1963.

Гамбурцев Г. А. Основы сейсморазведки. Госгеолтехиздат, 1959.

Карпова Е. Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира. «Советская геология», № 8, 1959.

Кушнарев И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской зоны и роль эрозийного среза в их размещении. «Геология рудных месторождений», № 6, 1961.

Методическое руководство по определению микрокомпонентов в природных водах при поисках рудных месторождений. Госгеолтехиздат, М., 1961.

Полярков В. Э. Сурьма и ртуть. Оценка месторождений при поисках и разведках. Госгеолтехиздат, 1955.

Сауков А. А. Геохимия ртути. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 78, 1946.

Синицын Н. М. О региональных структурах, контролирующих ртутьно-сурьмяное оруденение Южной Фераны. ДАН СССР, нов. сер., т. 9, № 13, 1948.

Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. Госгеолтехиздат, 1947.

Смирнов В. И. Проблемы поисков рудных месторождений, не имеющих выходов на поверхности земли. «Советская геология», сб. 49, 1955.

Тетяев М. М. Тектоника рудных полей жильного типа. «Советская геология», № 8, 1940.

Федорчук В. П. О методике поисков и разведки скрытых рудных залежей в ртутных месторождениях ваньшаньского типа (КНР). ГИТК СМ Киргизской ССР, Ин-та науч.-техн. инф. Фрунзе, 1960.

Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутьно-сурьмяного оруденения. «Недра», М., 1964.

Хрущов Н. А. Итоги совещания по вопросу поисков скрытых полезных ископаемых стран членов Совета Экономической Взаимопомощи (СЭВ). «Советская геология», № 6, 1961.

Щербатов Д. И. О некоторых геологических исследованиях в АН СССР. Изв. АН СССР, № 9, 1962.

Юсупов Х. М. О возрасте ртутного месторождения Зархок. Изв. АН Тадж. ССР, № 1(2), 1960.

Юсупов Х. М. К вопросу о генезисе ртутного месторождения Кавнок в Центральном Таджикистане. «Узбекский геологический журнал», № 6, 1961.

Х. М. ЮСУПОВ, К. К. ҚАРИМОВ, Т. Н. НАСИМОВ

### КОФТУ КОВИ КОМПЛЕКСИИ ҚОНҲОИ СИМОБУ СУРМА ДАР РАИОНИ ШИНГ-МОҒИЁН (ТОҶИКИСТОНИ МАРКАЗИ)

Дар мақола кофтукоби геологии структуравӣ, геофизики ва гидрохимии аз соли 1963 дар қонҳои симоб ва сурма райони Шинг ва Моғиён гузаронида шуда зикр карда шудааст. Муаллифон ба ҳулоса омаданд, ки қонҳои симоби Қавнок ва яке аз қонҳои сурма б. о. участкаҳои маъдандорӣ зерӣ заминӣ, ки дар атрофи қонҳои номбар карда шуда дохиланд, зиёд кардан мумкин аст.

А. К. МЕЛЬНИЧЕНКО, В. В. МОГАРОВСКИЙ

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СВИНЦА И ЦИНКА В ГРАНИТОИДАХ ЮЖНОГО ГИССАРА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)

Геохимическое изучение свинца и цинка в генетически связанных сериях изверженных пород гранитоидного состава началось относительно недавно. Первыми геологически и методически наиболее обоснованными и полными исследованиями в этом направлении были работы Е. Б. Санделла, С. С. Голдича и Л. В. Таусона (1961). Затем появились статьи Р. Д. Гаврилина и Л. А. Певцовой (1963, 1965) по геохимии свинца и цинка в калиевых гранитоидах, Б. И. Злобина и др. (1965) о распределении свинца и цинка в гранитоидах повышенной основности, Р. Д. Гаврилина и др. (1965) по геохимии свинца и цинка в дифференциатах натриевой серии гранитоидной магмы. Вопросам геохимии свинца и цинка в магматических породах Сибири уделили внимание также К. Ф. Каширин и др. (1965), З. И. Петрова (1965), М. И. Кузьмин и др. (1964).

Указанные работы в значительной мере пополнили наши знания по геохимии свинца и цинка. Тем не менее, как отмечает Л. В. Таусон (1964), вопросы геохимической истории редких элементов в магматических комплексах разного состава изучаются еще недостаточно. Даже для нормального ряда гранитного магматизма ясны общие тенденции в поведении этих элементов, но от окончательного решения мы еще далеки. В частности, этот же исследователь считает, что материала по содержанию свинца и цинка в гранитоидах еще мало и требуется гораздо большее количество достоверных данных по гранитоидам с возможно большим числом районов исследования.

Так как сведения по геохимии свинца и цинка в генетически связанной серии кислых пород Гиссарского плутона совершенно отсутствуют, можно полагать, что приводимые ниже материалы представляют определенный интерес при изучении истории поведения свинца и цинка в процессе дифференциации кислой магмы.

Геолого-петрографические особенности Гиссарского плутона, занимающего площадь около 3500 км<sup>2</sup>, изучены хорошо и освещены во многих работах (Баратов, 1964; Баратов, Мельниченко, 1965; Мушкин, Кутенец, 1965 и др.). Плутон сложен в основном гранодиоритами и кварцевыми диоритами, роговообманково-биотитовыми, биотитовыми и аплитовидными гранитами, занимающими соответственно 6, 60, 22 и 12% площади плутона.

Вышеуказанные гранитоидные породы Р. Б. Баратовым (1964) расчленяются на два интрузивных комплекса: среднекарбонный (гранодиориты — кварцевые диориты) и верхнекарбонный, представлен-

ный двумя фазами интрузий: порфиroidными и аплитовидными гранитами. По последним данным (Мушкин, Кутенец, 1965) порфиroidные граниты разделяются на две интрузивные фазы: роговообманково-биотитовые граниты (адамеллиты) и лейкократовые биотитовые граниты. При изложении фактического материала мы будем придерживаться разделения порфиroidных гранитов на две фазы и соответственно рассмотрим последовательную серию пород: гранодиориты и кварцевые диориты, порфиroidные роговообманково-биотитовые граниты, порфиroidные лейкократовые биотитовые граниты, аплитовидные граниты и, отчасти, аплиты.

Описываемые интрузивные породы по химизму относятся к двум рядам: щелочноземельному (гранодиориты, кварцевые диориты и роговообманково-биотитовые граниты) и субщелочному (биотитовые и аплитовидные граниты).

Определения свинца проводились приближенно-количественным спектральным методом, цинка — химическим в Центральной лаборатории прикладной геохимии б. Геолого-химического треста (г. Москва). Контрольные химические анализы выполнены в ГЕОХИ АН СССР. Ошибки определения находятся в пределах  $\pm 20\%$ . Вариации содержания свинца и цинка выходят за пределы ошибки анализа; лишь для аплитов погрешность анализа превышает вариации содержания этих элементов. Химические анализы на калий, магний и двухвалентное железо выполнены в лаборатории Института геологии (г. Душанбе). Результаты анализов приведены в табл. 1. Распределение содержаний свинца в породах отдельных фаз Гиссарского плутона не противоречит нормальному закону (табл. 2).

Поэтому в качестве максимально правдоподобных оценок параметров его распределения приняты средние арифметические и дисперсии содержаний. Результаты расчета этих оценок приведены в табл. 3.

Сравнивая содержание свинца в серии изучаемых интрузивных пород с его средним уровнем в кислых породах (Виноградов, 1962), следует заметить, что лишь в гранодиоритах и кварцевых диоритах первой интрузивной фазы содержание свинца не отличается от кларкового (22 и 22 г/т соответственно). Породы всех остальных фаз характеризуются содержаниями свинца, в 1,5—2 раза превышающими кларковые. Среднее содержание свинца в гранитоидах Южного Гиссара, вычисленное с учетом площади распространения пород (36 г/т), также превышает кларковое. Таким образом, можно говорить о геохимической свинцовой специализации изучаемой серии гранитоидов.

Статистически значимые отличия средних содержаний свинца в породах первой, второй и третьей + четвертой фаз Гиссарского плутона показывают, что от пород ранних фаз к поздним происходит увеличение содержаний свинца.

Проверка гипотезы об однородности ряда дисперсий содержаний свинца в рассматриваемой серии пород проведена с помощью критерия Бартлетта. При 5% уровне значимости эта гипотеза отвергается ( $Q = 9,5 > \chi^2_{0,05} = 7,8$ ) и таким образом, можно считать, что для свинца от пород первой фазы к последней происходит увеличение дисперсий. Содержание свинца в жильных аплитах и аплитовидных гранитах значительно отличается. Следовательно, мы не можем считать, что в жильных породах содержание свинца максимальное. Однако это не нарушает общей закономерности увеличения содержаний свинца от пород ранних фаз к поздним.

Рассмотрим также вопрос о связи содержаний калия и свинца. Поскольку известна общая тенденция калия и свинца накапливаться к

Содержание Pb и Zn и их отношения с петрогенными элементами  
в гранитоидах Гиссарского плутона

Pb, г/г	Zn, г/г	K, %	Mg, %	Fe <sup>2+</sup> , %	Zn/Pb	K/Pb	Mg/Zn	Fe <sup>2+</sup> /Zn
Гранодиориты и кварцевые диориты								
40	80	3,40	0,44	1,90	2,0	850	55	238
30	80	2,80	1,81	4,26	2,6	930	226	532
20	50	2,40	1,58	3,64	2,5	1205	316	728
10	50	1,63	2,02	3,14	5,0	1630	404	628
20	70	2,52	0,76	2,41	3,5	1260	108	344
30	70	2,01	1,65	3,49	2,3	670	235	498
10	50	3,20	1,59	3,97	5,0	3200	318	594
20	60	2,60	0,98	2,75	3,0	1300	163	458
30	90	2,80	0,96	3,47	3,0	930	106	385
20	100	1,76	1,60	4,87	5,0	880	160	487
30	50	3,36	0,81	2,36	1,6	1120	162	472
30	50	2,92	1,94	3,47	1,6	973	388	694
20	80	2,56	1,78	4,70	4,0	1280	223	587
20	60	2,14	2,24	4,38	3,0	1070	373	730
20	70	3,68	0,77	1,90	3,5	1840	110	271
10	60	2,48	2,06	3,12	6,0	2480	343	520
10	50	2,76	1,51	2,88	5,0	2760	302	576
30	50	2,00	2,60	3,92	1,6	667	520	784
20	60	2,72	1,24	3,53	3,0	1360	206	588
Порфиридные роговообманково-биотитовые граниты								
10	40	2,32	0,34	1,40	4,0	2320	80	350
20	30	3,20	0,86	1,34	1,5	1600	287	446
40	30	3,00	0,99	3,59	0,75	750	300	1196
40	40	2,80	0,20	1,79	1,0	700	50	447
20	40	1,48	0,55	2,18	2,0	740	137	545
30	30	2,72	0,41	2,07	1,0	906	136	517
30	40	3,00	0,31	1,11	1,3	1000	77	277
30	50	3,63	0,92	2,51	1,6	1210	184	502
40	50	3,12	0,32	1,34	1,25	780	64	268
30	50	2,46	0,29	2,18	1,6	800	58	436
40	40	3,16	0,40	1,62	1,0	790	100	405
20	50	3,08	0,26	1,99	2,5	1540	52	398
50	60	3,79	0,24	1,51	1,2	758	40	251
40	50	3,28	0,34	1,23	1,25	820	68	246
50	50	3,24	0,22	1,07	1,0	648	44	214
40	70	3,88	0,80	1,40	1,75	970	114	200
20	40	2,80	0,55	1,57	2,0	1400	137	392
20	60	3,20	0,68	1,62	3,0	1600	116	270
30	40	2,72	0,64	1,23	1,3	906	160	307
40	40	3,04	0,86	2,02	1,0	760	358	505
30	30	3,84	0,50	1,43	1,0	1280	166	476
30	40	3,64	0,34	1,12	1,3	1210	80	280
50	50	3,08	0,62	1,34	1,0	610	124	268
30	40	3,04	0,48	1,74	1,3	1010	120	435
30	50	3,45	0,72	1,79	1,6	1150	144	358
30	60	3,29	1,28	2,36	2,0	1096	213	393
Порфиридные биотитовые граниты								
30	40	3,52	0,23	1,34	1,3	1173	57	335
50	30	3,07	0,37	1,56	0,6	614	123	520
60	30	4,00	0,08	0,78	0,5	666	26	260
60	40	3,48	0,43	1,74	0,6	580	101	435
20	60	4,32	0,46	1,96	3,0	2160	76	326
30	50	3,60	0,43	1,37	1,6	1200	86	274
20	40	3,75	0,48	1,56	2,0	1875	120	390
40	40	4,00	0,37	1,85	1,0	1000	92	462
60	60	3,55	0,66	2,12	1,0	591	110	353
40	60	3,44	0,48	2,69	1,5	860	80	448

Pb, г/т	Zn, г/т	K, %	Mg, %	Fe <sup>2+</sup> , %	Zn/Pb	K/Pb	Mg/Zn	Fe <sup>2+</sup> /Zn
Порфиroidные биотитовые граниты								
30	60	2,74	0,23	1,96	2,0	910	38	326
40	60	3,87	0,08	2,36	1,5	967	13	393
60	60	3,63	0,16	1,34	1,0	605	26	223
60	30	5,72	0,31	0,62	0,5	953	103	206
40	40	4,48	0,44	1,74	1,0	1120	110	435
50	60	4,72	0,40	1,40	1,2	944	66	233
60	80	4,20	0,42	2,13	1,3	700	53	266
40	60	4,84	0,40	1,85	1,5	1210	67	308
30	60	4,20	0,64	2,55	2,0	1400	106	425
30	50	4,28	0,43	1,79	1,6	1426	86	358
40	40	4,36	0,12	0,90	1,0	1090	30	225
60	70	3,59	0,60	1,68	1,16	598	86	240
60	80	3,36	0,46	1,79	1,3	560	57	224
Аплитовидные граниты								
50	50	3,39	0,78	1,6	1,0	678	156	316
30	60	2,80	0,72	2,2	2,0	930	120	373
50	30	3,68	0,15	0,6	0,6	736	50	210
70	30	3,56	0,18	1,1	0,42	509	60	356
40	30	4,00	0,09	0,7	0,75	1000	30	240
40	30	3,80	0,29	0,6	0,75	950	96	206
70	30	3,20	0,59	0,9	0,42	450	196	300
30	30	3,63	0,12	0,8	1,0	1210	40	260
40	50	2,13	0,19	0,8	1,25	532	38	156
50	40	4,40	0,10	1,2	0,8	880	25	295
30	40	3,15	0,39	1,4	1,3	1050	97	342
30	30	3,64	0,20	0,4	1,0	1213	67	146
30	30	3,52	0,13	0,8	1,0	1173	43	280
60	50	4,00	0,31	0,9	0,83	667	62	180
70	30	3,76	0,34	1,0	0,42	537	113	316
60	30	4,00	0,11	1,1	0,5	667	37	373
60	30	3,81	0,30	0,8	0,5	635	100	260
70	30	4,80	0,18	0,8	0,42	685	60	260
70	30	5,16	0,20	0,4	0,42	737	66	146
50	30	3,32	0,06	0,6	0,6	664	20	206
30	50	3,32	0,43	1,7	1,6	1106	86	336
70	30	4,64	0,10	0,6	0,42	663	33	186
30	50	2,48	0,66	2,5	1,6	826	132	492
70	60	4,00	0,28	0,8	0,85	571	47	140
50	50	4,00	0,28	1,3	1,0	800	56	258
40	50	4,16	0,15	0,9	1,25	1040	30	180
40	30	4,56	0,05	0,9	0,75	1140	16	300
40	30	4,56	0,26	1,8	0,75	1140	86	596
Аплиты								
80	30	4,00	0,21	0,8	0,37	500	70	280
50	40	4,00	0,06	0,6	0,8	800	15	155
60	40	4,60	0,22	0,8	0,6	767	55	195
50	40	4,56	0,09	0,7	0,8	912	22	180
70	40	4,08	0,07	1,0	0,57	583	17	237
50	30	4,40	0,10	0,8	0,6	880	30	253

конечным членам ряда дифференциации, попытаемся оценить степень связанности этих компонентов. С этой целью рассчитаны коэффициенты корреляции между содержаниями свинца и калия для пород отдельных фаз плутона и для изучаемой серии в целом. При этом оказалось, что в пределах отдельных фаз эта связь хотя и намечается, но с достаточной надежностью не проявляется. Оценка коэффициента корреляции между свинцом и калием во всей серии гранитоидов достаточно высока

Таблица 2

Результаты проверки гипотез нормального распределения  
содержаний свинца

Название пород	$\bar{\gamma}_1$	$\bar{\gamma}_2$	$\sigma_{\bar{\gamma}_1}$	$\sigma_{\bar{\gamma}_2}$	$\frac{\bar{\gamma}_1}{\sigma_{\bar{\gamma}_1}}$	$\frac{\bar{\gamma}_2}{\sigma_{\bar{\gamma}_2}}$
Гранодиориты и кварцевые диориты	0,17	-0,86	0,57	1,74	0,29	0,75
Роговообманково-биотитовые граниты	0,06	-0,58	0,48	0,96	0,12	0,60
Биотитовые граниты	0,13	-1,43	0,51	1,02	0,26	1,41
Аплитовидные «	0,16	-1,54	0,46	0,92	0,34	1,67

$gr_{Pb,K} = +0,57$  при  $t=6,9$ ), что свидетельствует о значительной положительной связи между этими компонентами в процессе дифференциации.

Кроме того, интересно проследить изменение отношения  $K/Pb$  в изучаемых интрузивных породах (табл. 3). В гранитоидах всех фаз

Таблица 3

Оценки параметров распределения свинца в гранитоидах  
(закон распределения нормальный)

Фаза	Название породы	Среднее содержание Pb, г/т	$S_{Pb}$	$V_{Pb}$	Допустимые пределы колебаний, г/т	Среднее значение $K/Pb$	$S_{K/Pb}$	$V_{K/Pb}$
1	Гранодиориты и кварцевые диориты	22	8,5	38,6	1—43	1390	687	49
2	Роговообманково-биотитовые граниты	32	10,2	31,9	7—57	1050	389	37
3	Биотитовые граниты	44	14,0	31,8	9—79	1007	418	41
4	Аплитовидные «	49	15,5	31,6	11—87	826	230	26
	Аплиты	60	12,6	21,0	—	740	166	22

$S$  — среднее квадратичное отклонение

$V$  — коэффициент вариации (%).

плутона это отношение меньше, чем среднее в кислых породах (1670), т. е. в данном случае наблюдается обогащение свинцом по отношению к калию. Отношение  $K/Pb$  закономерно уменьшается от пород ранних фаз к поздним; аналогичным образом ведут себя и дисперсии этого отношения.

Распределение цинка в породах различных фаз Гиссарского плутона также не противоречит нормальному закону (табл. 4). Это позволя-

Таблица 4

Результаты проверки гипотез нормального распределения  
содержаний цинка

Название породы	$\bar{\gamma}_1$	$\bar{\gamma}_2$	$\sigma_{\bar{\gamma}_1}$	$\sigma_{\bar{\gamma}_2}$	$\frac{\bar{\gamma}_1}{\sigma_{\bar{\gamma}_1}}$	$\frac{\bar{\gamma}_2}{\sigma_{\bar{\gamma}_2}}$
Гранодиориты и кварцевые диориты	0,65	-0,76	0,57	1,14	1,14	0,67
Роговообманково-биотитовые граниты	0,42	-0,42	0,48	0,96	0,88	0,43
Биотитовые граниты	0,16	-0,95	0,51	1,02	0,32	0,94
Аплитовидные «	-0,74	-1,07	0,46	0,92	1,60	1,16

ет использовать в качестве оценок параметров его распределения средние арифметические и дисперсии содержаний (табл. 5).

Таблица 5

Оценки параметров распределения цинка и отношения  $Zn/Pb$  в гранитоидах (закон распределения нормальный)

Фаза	Название породы	Среднее содержание $Zn, г/г$	$S_{Zn}$	$V_{Zn}$	Допустимые пределы колебаний $г/г$	Среднее значение $Zn/Pb$	$S_{Zn/Pb}$	$V_{Zn/Pb}$
1	Гранодиориты и кварцевые диориты	65	15,4	23,7	26—104	3,3	1,3	39
2	Роговообманково-биотитовые граниты	45	10,3	22,9	19—71	1,5	0,7	47
3	Биотитовые граниты	52	14,7	28,2	15—89	1,3	0,6	46
4	Аплитовидные граниты	38	10,6	27,9	12—64	0,9	0,4	44
	Аплиты	36	5,2	14,4	—	0,6	0,2	33

$S$  — среднее квадратичное отклонение.

$V$  — коэффициент вариации.

Гранодиориты и кварцевые диориты первой интрузивной фазы содержат в среднем 65 г/г цинка, что близко к кларку в гранитоидах (60 г/г). Породы всех остальных фаз характеризуются более низкими содержаниями цинка. Среднее содержание цинка в гранитоидах Южного Гиссара, вычисленное с учетом площади распространения пород, равно 45 г/г, что также несколько ниже кларкового. В изучаемой серии пород только гранодиориты и кварцевые диориты, т. е. породы первой фазы характеризуются кларковыми содержаниями свинца и цинка. Породы всех остальных фаз содержат повышенные количества свинца и пониженные цинка.

Поведение последнего в описываемых породах в общем обратно поведению свинца, т. е. от пород ранних фаз к поздним происходит снижение содержаний цинка<sup>1</sup>, но при этом средние содержания его в породах второй и третьей фазы отличаются несущественно. Различия дисперсий содержаний цинка незначимы, т. е. в отличие от свинца, для цинка изменений дисперсий не наблюдается.

Отношение  $Zn/Pb$  закономерно уменьшается от пород ранних фаз к поздним (от 3,3 до 0,9). При этом лишь в гранодиоритах и кварцевых диоритах первой фазы это отношение соответствует среднему для кислых пород. В гранитоидах остальных фаз отношение  $Zn/Pb$  значительно меньше среднего (3,00), являясь естественным отражением более низкого, по сравнению со средним, содержания цинка и более высокого содержания свинца. В целом отношение  $Zn/Pb$  уменьшается по мере падения основности и повышения калиевой щелочности пород. Дисперсия этого отношения значимо уменьшается от пород ранних фаз к поздним.

Поскольку известно, что поведение цинка в изверженных породах зависит от поведения двухвалентного железа и магния, интересно оценить количественно эту зависимость. Коэффициент корреляции между

<sup>1</sup> Существенность различий проверена с помощью критерия  $t$  при 1% уровне значимости.

цинком и двухвалентным железом для всей серии равен  $+0,64$ ,  $t=8,3$ , при этом связь между данными компонентами достаточно надежно устанавливается и в пределах пород отдельных фаз. Прямолинейная связь цинка с магнием в гранитоидах также существует ( $r_{Zn, Mg} = +0,46$ ,  $t=5,2$ ). Что касается связи между этими компонентами в породах отдельных фаз, то она четко не проявляется.

Частные коэффициенты корреляции, позволяющие оценить связь цинка с магнием при исключении влияния двухвалентного железа, и связь цинка с двухвалентным железом, при исключении влияния магния, равны соответственно  $-0,23$ ,  $t=2,3$  и  $+0,53$ ,  $t=5,9$  ( $t_1\% = 2,6$ ). Таким образом, при исключении влияния магния связь между цинком и двухвалентным железом остается довольно сильной и достаточно надежной, в то время как при исключении влияния двухвалентного железа связь цинка с магнием становится незначимой.

Из изложенного можно сделать вывод о том, что в изучаемых породах цинк сильнее связан с двухвалентным железом, чем с магнием, что согласуется с предположением Санделла и Голдича (1961).

Далее была также проверена зависимость содержаний цинка от суммы содержаний магния и двухвалентного железа. Коэффициент корреляции  $Zn-(Mg+Fe^{2+})$  равен  $+0,73$ . Поскольку отличие последнего от  $r_{Zn, Fe}$  незначимо, связь  $Zn-Fe^{2+}$  такая же, как и  $Zn-(Mg+Fe^{2+})$ .

Отношение  $Mg/Zn$  (табл. 6) существенно уменьшается от пород ранних фаз к поздним (от 248 до 70), причем в этом же направлении уменьшается его дисперсия. Отношение  $Mg/Zn$  в гранодиоритах и роговообманково-биотитовых гранитах превышает среднее для кислых пород (93), в то время как в породах более поздних фаз это отношение становится меньше среднего.

Отношение  $Fe^{2+}/Zn$  (табл. 6) также уменьшается от пород ранних фаз к поздним. При этом в основном оно существенно выше среднего в

Таблица 6

Средние отношения  $Mg/Zn$  и  $Fe^{2+}/Zn$  в породах отдельных фаз Гиссарского плутона

Фаза	Название породы	$\frac{Mg}{Zn}$	$S_{Mg/Zn}$	$\frac{Fe^{2+}}{Zn}$	$S_{Fe^{2+}/Zn}$	$\frac{Mg+Fe^{2+}}{Zn}$
1	Гранодиориты и кварцевые диориты	248	124	533	158	280
2	Роговообманково-биотитовые граниты	131	82	396	193	157
3	Биотитовые граниты	74	32	335	94	110
4	Аплитовидные граниты	70	43	276	108	99
	Аплиты	34	22	218	50	56
	Среднее для кислых пород	93	—	286	—	210

кислых породах (286). И лишь в последних, наиболее лейкократовых членах серии, это отношение близко к среднему. Таким образом, породы первых двух фаз Гиссарского плутона характеризуются определенными, существенно различными значениями отношений  $Mg/Zn$ ,  $Fe^{2+}/Zn$  и  $Mg+Fe^{2+}/Zn$ . Породы последних двух фаз по указанным по-

казателям значимо не отличаются друг от друга, но разнятся от пород предыдущих фаз.

Относительно металлогенической специализации изверженных пород Гиссарского плутона в отношении свинца и цинка можно отметить следующее. С гранодиоритами, кварцевыми диоритами и порфирированными гранитами генетически связаны скарны, в ряде случаев содержащие наложенную галенитовую и сфалеритовую минерализацию (Баратов, Блохина, 1957). При этом значительно больше распространен сфалерит, образующий иногда промышленные скопления.

Таким образом, с породами, содержащими пониженное против кларка количество цинка и повышенное количество свинца, генетически связаны преимущественно сфалеритовые проявления, в то время как галенитовые мало распространены.

### ВЫВОДЫ

1. Гранитоиды Гиссарского плутона обнаруживают геохимическую специализацию на свинец и цинк. Первая выражается повышенным против кларка содержанием свинца (положительная аномалия), вторая — пониженным содержанием цинка (отрицательная аномалия).

2. В генетически связанной серии гранитоидных пород Южного Гиссара содержание свинца увеличивается от ранних гранодиоритов и кварцевых диоритов к поздним аплитовидным гранитам (от 22 до 49 г/т). В этом же направлении увеличиваются и дисперсии содержания свинца. Во всех гранитоидах отношение  $K/Pb$  меньше, чем среднее в кислых породах. При этом оно закономерно уменьшается от пород первых фаз к последним. Степень тесноты положительной связи калия со свинцом измеряется коэффициентом корреляции, равным +0,57.

3. Содержание цинка в тех же породах, наоборот, уменьшается от гранитоидов ранних фаз к поздним, при этом дисперсии содержания цинка остаются практически одинаковыми для всех фаз. Отношение  $Zn/Pb$  закономерно уменьшается от первой фазы к последней и по своему значению оно меньше среднего отношения этих элементов в кислых породах. Отношения  $Mg/Zn$ ,  $Fe^{2+}/Zn$ ,  $Mg + Fe^{2+}/Zn$  изменяются аналогичным образом.

4. Изучение зависимости содержания цинка от магния и двухвалентного железа при помощи частных коэффициентов корреляции показывает, что цинк в основном прямолинейно положительно связан с двухвалентным железом, в то время как прямолинейная связь цинка с магнием не доказывается.

5. Среднее содержание свинца в гранитоидах Южного Гиссара, вычисленное с учетом площади распространения пород, составляет 36 г/т, а цинка — 47 г/т.

6. Приведенные выше данные подтверждают и несколько дополняют основные положения геохимии свинца и цинка в гранитоидах, изложенные в работах Л. В. Таусона, Р. Д. Гаврилина, Б. И. Злобина и других исследователей.

### ЛИТЕРАТУРА

Баратов Р. Б. Некоторые особенности интрузивного магматизма южного склона Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань). В кн.: «Проблемы геологии Таджикистана», 1964.

Баратов Р. Б., Мельниченко А. К., Кутенец В. А. Петрохимические особенности карбоновых интрузивных комплексов южного склона Гиссарского хребта. Изв. АН Тадж. ССР, Отд-ние физ.-техн. и хим. наук, 2(18), 1965.

Баратов Р. Б., Блохина Н. А. Скарново-рудные образования южного склона Гиссарского хребта. Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР, т. 77, вып. 2, 1957.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 7, 1962.

Гаврилин Р. Д., Певцова Л. А. Поведение свинца и цинка при фазовом и фаціальном характере магматической дифференциации. «Геохимия», 8, 1963.

Гаврилин Р. Д., Певцова Л. А. Поведение свинца и цинка в породах единой интрузивной фазы (на примере сиенитовых интрузий Северного Тянь-Шаня). В сб. «Проблемы геохимии». Изд. «Наука», 1965.

Гаврилин Р. Д., Певцова Л. А., Классова Н. С. Свинец и цинк в дифференциатах натриевой серии гранитоидной магмы. «Геохимия», 9, 1965.

Злобин Б. И., Л. А. Певцова, Н. С. Классова. Распределение свинца и цинка и металлогеническая специализация в варисских гранитоидах повышенной основности (Центральная часть Северного Тянь-Шаня). «Геохимия», 7, 1965.

Каширин К. Ф., Кондрашова В. А., Шмакин Б. М. Петрохимическая и геохимическая характеристика палеозойских гранитоидов Конкудеро-Мамаканского комплекса (Северо-Байкальское нагорье). В сб. «Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири». Изд. «Наука», 1965.

Кузьмин М. И., Клепикова Е. А. и др. Поведение редких элементов при становлении гипабиссальных гранитных интрузий. В сб. «Геохимия редких элементов в изверженных горных породах». Изд. «Наука», 1964.

Мушкин И. В., Кутенец В. А. Позднебабололитовые граниты повышенной щелочности Южного Гиссара (Центральный Таджикистан). Тез. докл. I Среднеаз. петрогр. совещания. Изд. «Наука», Ташкент, 1965.

Петрова З. И. Петрохимия и некоторые геохимические особенности палеозойских гранитоидов Джидинского интрузивного комплекса (Западное Забайкалье). В сб. «Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири». Изд. «Наука», 1965.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР, 1961.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в изверженных горных породах и металлогеническая специализация магм. В сб. «Химия земной коры», т. 2. Изд. «Наука», 1964.

А. Қ. МЕЛЬНИЧЕНКО, В. В. МОГАРОВСКИЙ

**МИҚДОРИ ҚУРҒОШИМ ВА РҶҲ ДАР ЧИНСҲОИ ГРАНИТОИДИИ  
ҲИСОРИ ЧАНУБИ (ТОЧИКИСТОНИ МАРКАЗИ)**

Дар гранитоидҳои Ҳисори чанубӣ миқдори қурғошим 36 гува рӯх  
47 гудар як тоннаи ин чинсҳо манҷуд аст.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Р. Б. Баратов, Ф. И. Вольфсон. Вклад академика Д. И. Щербакова в изучение металлогении Таджикистана.	7
<span style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Д. И. Щербаков</span> . Научные итоги Таджикско-Памирской экспедиции 1934 г.*	12
Н. А. Блохина. Строение, минеральный состав и особенности формирования скарновых зон Майхуринского месторождения.	16
П. К. Володин. Геологические условия образования и некоторые особенности размещения боросиликатной минерализации в известковых скарнах и скарноидах.	41
П. К. Володин. Литологические поисковые критерии для месторождений датолитовых и данбуритовых руд скарнового типа.	72
Ш. Х. Рахимов. Структура и морфология рудных тел месторождения Курусай-I (Юго-Западный Карамазар).	86
Т. И. Новикова, Ю. А. Шуликовская. Вмещающие породы Джижикрутского ртутно-сурьмяного месторождения и изменение их в связи с гидротермальными процессами.	97
В. В. Могаровский. О гидротермальной ортоклазизации на флюоритовом рудопроявлении Оджук.	130
С. А. Морозов. Генезис кварцевых жил Памира.	133
В. В. Могаровский, Г. Н. Тарновский. О некоторых сульфидах и гидроцинкитизации из целестинового месторождения Чалташ (Таджикская депрессия).	148
Х. М. Юсупов, К. К. Каримов, Т. Н. Насимов. Комплексные методы поисков скрытого ртутно-сурьмяного оруденения в Шинг-Магианском районе (Центральный Таджикистан).	160
А. К. Мельниченко, В. В. Могаровский. Распределение свинца и цинка в гранитоидах Южного Гиссара (Центральный Таджикистан).	174

Печатается по постановлению  
Редакционно-издательского совета  
АН Таджикской ССР

Ответ. редактор—Татьяна Ильинична **НОВИКОВА**

Минералогия, геохимия и генезис рудных месторождений  
Таджикистана

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

**Р. Б. Баратов, Н. А. Блохина, В. В. Могаровский** (секретарь редколлегии), **Т. И. Новикова** (ответ. редактор), **В. Д. Сазонов, Х. М. Юсупов**

Редактор издательства **Л. Г. Котунова**.  
Тех. редактор **Р. М. Саидова**.  
Корректоры **Л. Д. Полннская, Л. Н. Дегтярева**.

---

КЛ 03876. Сдано в набор 14/X-1970 г. Подписано к печати 21/X-1971 г.  
Формат 70×108/16. Печ. 11,5 л.+2 вклейки. Привед к ф. 60×90—15,4 л. Уч.-изд. 16,6 л.  
Бум. тип. № 1. Сорт 1. Тир. 1000. Зак. 56 Цена в переплете № 5 — 1 р. 76 коп.,  
в переплете № 7 — 1 р. 86 к.

---

Типография издательства «Дониш», г. Душанбе, 29, ул. Айни, 121, корп. 2.

796