

ФАКТОРЫ
ФОРМИРОВАНИЯ
И КРИТЕРИИ
ПРОГНОЗА
ВОЛЬФРАМОВОГО
ОРУДЕНЕНИЯ
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ



АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. Х. М. АБДУЛЛАЕВА

ФАКТОРЫ
ФОРМИРОВАНИЯ
И КРИТЕРИИ
ПРОГНОЗА
ВОЛЬФРАМОВОГО
ОРУДЕНЕНИЯ
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

ТАШКЕНТ · ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР · 1984



Факторы формирования и критерии прогноза вольфрамового оруденения Южного Тянь-Шаня. Коллектив. Ташкент. Изд-во «Фан» УзССР, 1984.

В монографии рассмотрены регионально-геологические, геофизические, петрографические, геохимические критерии и факторы формирования скарнового и апогранитового типов вольфрамовых руд на примере изучения наиболее крупных месторождений Южного Тянь-Шаня. Особое внимание уделено выяснению значения структурно-тектонических, петрофизических, минералого-геохимических факторов в локализации вольфрамового оруденения в гранитоидах, скарпах известковых и магнезиальных формаций Южного Тянь-Шаня, выявлению индикаторов и критериев скрытого вольфрамового оруденения и оценке перспективных площадей в пределах Койташского, Лянгарского, Каратюбинского и Яхтонского рудных полей.

Для геологов, занимающихся изучением эндогенных рудных месторождений, а также студентов геологического профиля.

Лит. 236 назв., ил. 69, табл. 23.

Ответственный редактор
доктор геол.-мин. наук *Р. А. Мусин*

Рецензенты:
кандидаты геол.-мин. наук *Г. М. Чеботарев, В. Д. Отрощенко*

ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ И КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Утверждено к печати

Ученым советом института геологии и геофизики

и Отделением наук о Земле

АН УзССР

Редактор *Р. Б. Якубович*
Художник *В. С. Тий*
Технический редактор *Х. У. Бабамухамедова*
Корректор *Л. В. Дамаева*

ИБ № 2899

Сдано в набор 4.01.84. Подписано к печати 14.02.84. Р01041. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 13,0. Уч.-изд. л. 13,2. Тираж 1000. Заказ 9. Цена 2 р. 10 к.

Издательство «Фан» УзССР, Ташкент, 700047, ул. Гоголя, 70,
Типография Издательства «Фан» УзССР, Ташкент, проспект М. Горького, 79.

Ф $\frac{1904020000-2417}{М 355(04)-84}$

© Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1984 г.

ВВЕДЕНИЕ

Закономерное истощение естественных ресурсов минерального сырья вследствие их интенсивной разработки, вызванной бурным ростом техники и всех отраслей хозяйства, наиболее остро ощущается в области вольфрамовой промышленности. Такое положение обуславливает резкое превышение спроса над предложением с соответствующим возрастанием цен на вольфрамовые концентраты на мировых капиталистических рынках (Соболева, 1972; Фридман, 1976; Hillier, 1974; Zimmerman 1973; Vain, 1980).

Поиски источников вольфрамового сырья привели к открытию новых месторождений (в США, Канаде, Австралии, Намибии и Великобритании) и принципиально новых типов и проявлений. Среди них особо следует выделить вольфрамсодержащие рассолы оз. Сёрлз в Калифорнии. Этот необычный («нестандартный») тип вольфрамового сырья был неожиданным для науки. Стоит указать также на обнаружение шеелитсодержащих тальковых пород («мыльного камня»), также необычных (Bentzen, Edwin, 1973).

В нашей стране за последние 10—12 лет открыты промышленно важные месторождения скарнового и кварцево-грейзенового типов и выявлены новые типы формации руд, такие как апогранитовый, роговиковый, травертиновый (?) (вольфрам-псиломелановая формация) и др. (Хамрабаев, 1974; Гарьковец и др., 1980, Крикунова, Отрощенко, 1980).

Решение вольфрамовой проблемы в Советском Союзе, в частности в Средней Азии, может идти следующими путями:

- 1) выявление скрытых или перекрытых молодыми отложениями месторождений, прежде всего в районах действующих или строящихся горнорудных предприятий. Это требует разработки критериев оценки и различных индикаторов скрытого оруденения;
- 2) выявление новых видов вольфрамового сырья;
- 3) разработка экономически рентабельных путей извлечения вольфрама из бедных (забалансовых) и комплексных руд других металлов. Хочется особо остановиться на этом пункте. Так, в Великобритании, недалеко от Плимута, приступили к строительству предприятия, которое будет разрабатывать бедные вольфрамит-касситеритовые штокверковые руды со средним содер-

жанием трехокси вольфрама — 0,17% и олова — 0,025% (Scilling, 1980).

Переоценка ресурсов известных и выявление новых месторождений требуют разработки комплексных критериев оценки и установления эффективных индикаторов скрытого оруденения.

Предлагаемый читателю труд по замыслу должен служить этой цели. В нем обобщен опыт целенаправленного изучения, оценки и прогноза скрытого оруденения в недрах скарново-рудных полей Западного Узбекистана и некоторых других районов Южного Тянь-Шаня.

Необходимость проведения исследований и публикации результатов диктуется и другими соображениями.

Во-первых, обобщающих работ, посвященных оценке и крупномасштабному прогнозу вольфрамовых полей и месторождений, очень мало, а имеющиеся страдают значительными недостатками.

Так, в целом интересной и содержательной книге В. К. Денисенко (1978) так же, как и в работе Ю. Г. Иванова (1947), не учтен опыт изучения и оценки скарново-шеелитовых месторождений Средней Азии. В работе В. К. Денисенко в числе вольфрамовых провинций отсутствуют Средняя Азия и Северный Кавказ, зато фигурирует Восточный Урал, где неизвестны крупные месторождения. Поэтому ряд важных, оценочных критериев (например морфология контактовой поверхности интрузивов) остался вне поля зрения авторов.

Разумеется, недоучет данных и опыта изучения месторождений этих регионов, поставляющих промышленности страны вольфрам в течение более сорока лет, не мог не отразиться на полноте и эффективности оценочных критериев, приведенных в упомянутых работах. Естественно, поэтому, что использование их применительно к условиям Средней Азии и провинциям со скарново-шеелитовой минерализацией весьма ограничено.

Публикации среднеазиатских геологов, посвященные данной проблеме, также не удовлетворяют запросам сегодняшнего дня.

В книгах В. А. Отрощенко «О закономерностях формирования и размещения вольфрамовых месторождений Средней Азии» (1974), «Критерии перспективной оценки скарновых месторождений вольфрама» (1982) оценки даются лишь по двум-трем рудным полям. При этом о некоторых оценочных критериях, разработанных ранее и примененных авторами настоящей монографии, умалчивается. Не учтены данные по апогранитовому типу вольфрамового оруденения и соответствующие этому проявления ошибочно отнесены к магматическому типу с искажением их структурно-геологической и минералогической характеристики. Нередко выводы автора не соответствуют или противоречат приведенным в монографиях фактическим материалам. Таковы, в частности, рассуждения о зависимости мощности скарново-рудных тел и содержания шеелита в них от содержания закисного и окисного железа во вмещающих карбонатных породах и о благоприятно-

сти выпуклых участков контактовой поверхности интрузивов для развития наиболее мощных скарновых тел¹.

В равной мере не могут претендовать на удовлетворение запросов производства и науки наши публикации и работы предыдущих исследователей, поскольку они базировались на более ранних результатах (Абдуллаев, 1947; Кучукова, Джамалетдинов, Исмаилов, 1971; Исмаилов, 1975; и др.). Например, в работах Х. М. Абдуллаева (1947 и др.), И. Х. Хамрабаева (1958, 1969) изложены общеизвестные ныне главнейшие закономерности размещения скарново-рудных тел в контактовых зонах гранитоидов с карбонатными породами, тяготение их к областям пологого погружения контактовой поверхности, предпочтительное отложение шеелита в пироксеновых (геденбергитовых) разностях скарнов и др. Однако эти закономерности имели эмпирический характер и не были объяснены теоретически.

Проведенные авторами в 1969—1980 гг. углубленные исследования с применением геофизических, минералого-геохимических, экспериментальных, петрофизических, кристаллохимических, термолюминесцентных и других методов позволили раскрыть суть многих закономерностей формирования и размещения скарново-рудных тел.

В этих исследованиях, проводившихся (и продолжающихся) на рудных полях Койташ, Лянгар, Каратюбе, Яхтон и Ингичка, участвовал большой коллектив сотрудников Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева из отделов петрологии и металлогении, геохимии и минералогии, а также геофизики. Помимо авторов монографии, значительный вклад в полевые и камеральные работы внесли Н. К. Джамалетдинов, М. Юсупов, С. А. Ахмеджанов, А. Б. Плаксина, М. Б. Зильберштейн, А. С. Балакина, И. Н. Новосельский, Г. И. Насырова, А. Артыков и мн. др.

¹ В. А. Отрощенко. Критерии перспективной оценки скарновых месторождений вольфрама, Ташкент, 1982, с. 80—97.

Глава I. ИЗУЧЕННОСТЬ ПРОБЛЕМЫ

Разработка оценочных критериев рудных месторождений, в частности вольфрамовых, имеет небольшую историю.

Она начинается с представлений о факторах формирования и локализации вольфрамовых или вообще редкометалльных месторождений, изложенных во многих учебниках и трудах В. А. Обручева, А. Г. Бетехтина, П. М. Татаринова, В. И. Смирнова, Х. М. Абдуллаева и др. Исходя из этих представлений, области распространения кислых гранитоидов (особенно с проявлением пегматитов и грейzenов) можно рассматривать как перспективные на олово-вольфрамовые оруденения. На этом же основывались представления о различных (геолого-структурные, минералого-геохимические и др.) признаках и индикаторах. Например, скарны считались индикатором вольфрам-шеелитового оруденения. Однако многолетний опыт геологов предостерегал: «скарн — еще не руда!», «скарновое тело далеко не рудное тело!». Вместе с тем, на вопросы «когда скарн является рудой?» и «в каких случаях скарновое тело равноценно рудному?» теория не давала удовлетворительного ответа.

Между тем, накапливался опыт разведки и эксплуатации скарново-вольфрамовых месторождений, расширялись наши знания об их происхождении, благоприятных факторах, обуславливающих размещение оруденения. Сформировались оценочные критерии скрытых руд и индикаторы предполагаемого скрытого оруденения.

Впервые о непосредственных индикаторах скрытого шеелитового оруденения писали А. В. Королев и Н. Д. Ушаков (1952). Они рассматривали кварц-слюдисто-альбитовые и кварц-хлорит-карбонатные жилы и прожилки с редкими сульфидами и шеелитом в восточном экзоконтакте Зирабулакского интрузива (Западный Узбекистан) и в Ингичкинском поле как индикаторы скрытых на глубине скарново-шеелитовых тел. Вместе с тем ими выявлено важное обстоятельство — приуроченность наиболее мощных (промышленных) скарноворудных залежей к областям пологих контактов гранитоидного интрузива с карбонатными породами и, особенно, — к корытообразным углублениям таких контактов.

Эти и другие факты и эмпирические закономерности обобще-

ны в работах Н. Д. Ушакова, Е. Ф. Смирновой (1967), а также И. Х. Хамрабаева (1958, 1969), И. Х. Хамрабаева и др. (1971).

Многие закономерности размещения вольфрамовых месторождений, оценочные критерии по материалам отдельных регионов и стран изложены в работах А. М. Быбочкина, Ю. Г. Иванова, В. Н. Денисенко, В. Д. Отрощенко, В. Н. Ушакова и др.

Несмотря на некоторые недостатки, в целом они вносят определенный вклад в познание закономерностей формирования и размещения вольфрамовых месторождений и их оценку.

Много полезного в разработку прогнозно-оценочных критериев оруденения в скарнах внесено Л. И. Шабыниным. Его открытия боратов в скарнах в 50-е годы явились своего рода поворотным пунктом в области изучения эндогенных руд боратов, а работы 60—70-х годов представляются нам новым этапом в оценке рудных потенциалов магнезиальных скарнов (1973, 1974). Он установил и сформулировал ряд положений, которые могут быть приняты как достоверные минералогические и петрографические критерии оценки, в частности, шеелитоносности скарнов магнезиальных и известковых формаций (Шабынин, 1974, 1981).

В 1981 г. опубликована статья М. А. Кудриной о минералогических критериях скарново-шеелитового оруденения. В ней рассмотрен комплекс признаков, которые могут служить поисковыми и оценочными критериями. К сожалению, все эти признаки даны на эмпирической основе без объяснения их возникновения и роли. Кроме того, большинство из них приведено без ссылок на исследователей, впервые выдвинувших подобные критерии. Такие критерии разрабатывались сотрудниками Института геологии и геофизики АН УзССР с 1969 г. на главнейших скарново-редкометалльных полях Южного Тянь-Шаня с применением комплекса полевых и лабораторных методов. В полевых условиях на реперных скарново-рудных полях и месторождениях (Койташское, Лянгарское, Каратюбинское, Ингичкинское) гравиметрическими, магнитометрическими и магнитотеллурическими методами проводились углубленные исследования строения месторождения, контактовой поверхности интрузивов, структурно-тектоническими — по выявлению рудолокализирующих структур, минералого-петрографическими — изменения состава и масштабов постмагматических проявлений эндоконтактной зоны интрузивов в зависимости от размеров и степени рудоносности скарновых залежей на их контактах. Изучалась также связь степени мраморизации карбонатных и ороговикованности сланцево-песчанистых пород с размахом скарново-рудного процесса и др.

В камеральных условиях выяснялась зависимость преимущественного отложения руд в скарнах от различного минерального состава (и даже различных кристаллохимических особенностей минералов, таких как железистость, параметры кристаллической решетки и др.), структур, теплофизических свойств и других фак-

торов. В процессе этих работ впервые в геологической практике выявлены связи скарноворудных образований с крупностью кальцитовых зерен в мраморах (Исмаилов, Бабаджанов, 1972), их физическими (термовысвечивание, декрепитация и др.), (Бабаджанов, 1975), теплофизическими параметрами, например, коэффициентами термического расширения (КТР), теплоемкости и теплопроводности рудовмещающих пород и минералов (Хамрабаев, Искандаров, Юсупов, 1974; Юсупов, 1977). Полученные результаты, как будет показано далее, позволили дать объяснение многим ранее известным связям и эмпирическим закономерностям в процессах эндогенного минералообразования вообще и скарноворудного процесса, в частности. На основе этих результатов сформулированы новые критерии оценки и прогноза.

В настоящее время можно выделить благоприятные факторы формирования и размещения скарново-редкометалльных образований.

Региональные факторы для мелкомасштабных оценок и прогнозирования. 1) регионы с повышенной (45—55 км) мощностью земной коры и преобладающим сиалическим рудномагматическим профилем (Хамрабаев и др. 1977; Хамрабаев, 1979);

2) области внутренних поднятий миогеосинклиналей и антиклинориевые структуры в них.

В. К. Денисенко (1978) считает важным фактором регионального порядка для прогнозирования вольфрамых месторождений краевые части срединных массивов и области сочленения миогеосинклинальных и эвгеосинклинальных зон. Однако, как было отмечено выше, такой фактор мало характерен для областей проявления скарново-редкометалльных месторождений Средней Азии.

Факторы локальные для крупно- и среднемасштабных оценок и прогнозирования. 1) геохимически специализированные на вольфрам и редкие щелочи гранитоидные интрузивы мезо-гипабиссальной фации и их контактовые зоны с карбонатными породами;

2) области пологих погружений контактовой поверхности (менее 50—55°) и особенно корытоподобные и логообразные углубления на ней;

3) гетерогенный характер осадочной толщи, покрывающей или включающей карбонатные породы, контактирующие с гранитоидами;

4) высокая степень мраморизации карбонатных пород с образованием средне-крупнозернистых и даже гигантозернистых мраморов; показательно при этом увеличение отношения интенсивности низкотемпературного пика к интенсивности высокотемпературного пика термовысвечивания и количества импульсов декрепитации кальцитовых зерен в мраморах;

5) интенсивность проявления жильно-магматических и постмагматических образований внутри интрузива (эндоконтактах) и в экзоконтактовой зоне;

6) высокие значения коэффициентов термического расширения (КТР), теплоемкости и теплопроводности пород и минералов;

7) преимущественный пироксеновый и пироксен-гранатовый состав скарнов; при этом пироксен и гранат—железистые (геденбергит и андрадит-гроссуляр). В отсутствие железистых пироксенов шеелитовое оруденение приурочивается к гранат- или диопсид-везувиановым разностям скарнов;

8) более крупнокристаллические разности скарнов (по сравнению с мелко- и тонкозернистыми).

Из перечисленных локальных факторов и оценочных критериев 3, 4, 5, 6 и 8 выявлены авторами работы и впервые ими описаны (Хамрабаев, 1969; Хамрабаев, Мурадов, Ахмеджанов, 1976; Исмаилов, 1975; Бабаджанов, 1975; Кучукова, Мурадов и др., 1977; Хамрабаев, Искандаров, Юсупов, 1974).

При разработке этих оценочных критериев авторы основывались на том, что все эндогенные минеральные проявления области контактов представляют собой части единой постмагматической системы.

Вместе с тем еще многие вопросы требуют разрешения. К ним, по нашему мнению, относятся:

1) механизм связи между глубинным строением земной коры и отдельными ее элементами (блоков) и проявлением в них редкометалльной (вольфрамовой) минерализации;

2) оптимальное сочетание перечисленных факторов, приводящее к образованию скарново-рудных тел, которые могут иметь промышленное значение. Здесь имеется в виду, какие сочетания факторов обуславливают формирование скарноворудных месторождений того или иного масштаба.

Глава II. РЕГИОНАЛЬНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВОЛЬФРАМОНОСНОСТИ ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ (СЕКТОРОВ) ЗЕМНОЙ КОРЫ

Связь вольфрамоносности регионов с особенностями их глубинного строения и состава

Наши познания связи металлогении с особенностями глубинного строения литосферы находятся на начальной стадии. В частности, нами и геологами Казахстана установлено, что месторождения и рудопоявления вольфрама и олова приурочены к секторам Земли с максимальными мощностями коры и гранитного слоя (Бекжанов, Колмогоров, 1966; Хамрабаев и др., 1976, 1977, 1979). В дальнейшем выяснилось, что большинство таких месторождений находится в областях не с максимальными, а с повышенными мощностями коры и гранитного слоя. Например, в Центральном Казахстане такие области имеют среднюю мощность коры 50—52 км, а в центральной части Средней Азии—48—52

(рис. 1). (Щерба, 1970; Хамрабаев, 1979). Таким образом, для появления и размещения в земной коре редкометалльных и других рудных месторождений должны существовать какие-то оптимальные мощности коры и отдельных ее слоев. Например, при колебании мощностей «гранитного» слоя в Средней Азии от 0 до 38 км редкометалльные месторождения приурочены к тем секторам, где мощность этого слоя в среднем достигает 27,5 км (рис. 2). В Алтае-Саянской области, по Ф. С. Моисеенко (1980), этот параметр составляет 10—12 км. Это обстоятельство нам не ясно, так же как не ясен характер связи распределения вольфрамовых мес-

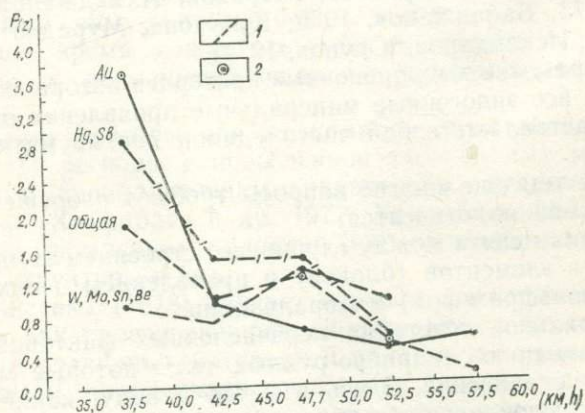


Рис. 1. Зависимость относительной плотности ($P(Z)$) размещения эндогенных месторождений от мощности (h) земной коры в центральной части Средней Азии (по Ф. А. Усманову, Р. Н. Назировой, 1979).

1 — для всех типов эндогенных месторождений, 2 — значимые оценки.

торождений с утолщениями земной коры и ее «гранитного» слоя. Мы уже говорили, что данная проблема относится к числу нерешенных, но весьма актуальных. На современной стадии развития наших знаний можно высказать лишь некоторые соображения о природе упомянутой выше связи.

1. Сам по себе рост мощности земной коры — показатель степени развития («зрелости») континентальной коры.

2. Это развитие сопровождается закономерной дифференциацией ее вещества, что выражается в обособлении и разрастании «базальтового» (гранулито-базальтового), «гранитного», «диоритового» составляющих. Таким образом, рост толщины «гранитного» слоя — также дополнительный показатель степени «зрелости» континентальной земной коры. Поэтому установленная эмпирическая связь между утолщениями земной коры, ее «гранитным» слоем и распределением оруденения олова и вольфрама считается логичной, хотя природа ее не совсем ясна. Можно полагать, что

эта связь заключается в том, что в «гранитном» слое располагаются очаги рудогенерирующих кислых (палингенных) магм, из которых формируются гранитоидные интрузивы и сопровождающие их вольфрам-молибденовые и оловянные месторождения, а толщина «гранитного» слоя — показатель степени развития этих

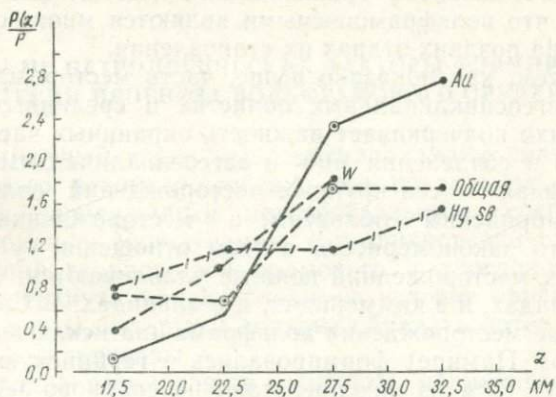


Рис. 2. Зависимость относительной плотности $\left(\frac{P(Z)}{P}\right)$ размещения эндогенных месторождений от глубины (Z) залегания поверхности Конрада в Центральной части Средней Азии (без депрессий) (по Ф. А. Усманову и Р. Н. Назировой, 1979). Усл. обозн. на рис. 1.

очагов. Чем толще этот слой, тем больше условий для проявлений дифференциаций вещества и тем больше предпосылок для создания многофазных порций магмы, отвечающих по составу габброидам — аляскитам с соответствующим обогащением (т. е. специализацией) халькофильными (частично сидерофильными) и литофильными элементами.

Примерно так же наблюдаемые связи объясняет и Ф. С. Моисеенко (1980).

Связь вольфрамоносности с историей геологического развития регионов

Основные промышленные типы эндогенных месторождений вольфрама в мире (за исключением Китая) представлены скарновой, грейзеновой и кварц-сульфидно-вольфрамовой формациями.

Приблизительно из 27 крупных месторождений мира 13 представлено скарновым типом; почти все месторождения скарнового, большинство грейзенового и кварц-сульфидно-вольфрамового типов локализовано в областях с миогеосинклинальным режимом развития с интенсивным проявлением гранитоидного магма-

тизма (23 из 27), а остальные — в срединных массивах и эвгеосинклиналях. Отсюда вытекает вывод о первом региональном факторе формирования вольфрамовых месторождений — это миогеосинклинальные области с интенсивным проявлением гранитоидного магматизма.

Интенсивное развитие гранитоидного магматизма свидетельствует о том, что вольфрамоносными являются миогеосинклинальные области на поздних этапах их становления.

Вместе с тем, как показано выше, часть месторождений локализуется в эвгеосинклинальных областях и срединных массивах. В. К. Денисенко подчеркивает важность окраинных частей срединных массивов и сочленения мио- и эвгеосинклинальных областей.

Если главная масса крупных месторождений золота приурочена к докембрийским областям, а месторождения олова — к мезозоидам, то закономерности в этом отношении у эндогенных вольфрамовых месторождений пока не улавливаются. Они известны и в герцинидах, и в киммеридах, и в альпидах. В Средней Азии промышленные месторождения вольфрама (за исключением Икара в Центральном Памире) формировались в герцинскую эпоху тектогенеза. Более 80% из них представлено скарново-редкометалльной формацией, частично с апогранитовыми рудами. Приуроченность главной массы вольфрамовых месторождений к миогеосинклинальным условиям с развитым гранитоидным магматизмом в какой-то мере объясняет расположение главной массы редкометалльных полей на секторах Земли с мощной корой и относительно толстым «гранитным» слоем.

Геохимические аспекты вольфрамоносности

На промышленную вольфрамоносность тех или иных регионов, кроме региональных факторов, могут влиять геохимические. Однако несмотря на довольно обширные исследования в этой области, мы еще не имеем о них отчетливых представлений. Здесь пока может быть отмечено два аспекта.

Во-первых, геохимическая специализация вольфрамом гранитоидных интрузивов, с которыми в пространственной и временной связи проявляется вольфрамовая минерализация. Такая специализация выражается в повышенных в 2—3 и более раз против кларков содержаниях вольфрама в практически неизменных гранитоидах и их породообразующих минералах и появлении самостоятельных аксессуарных минералов (шеелит, вольфрамит) этого элемента.

Во-вторых, показателем возможной (потенциальной) вольфрамоносности являются повышенные в 5—10 раз против кларка концентрации редких щелочей, особенно рубидия и цезия, в породообразующих минералах (калишпатах и слюдах) гранитоидов.

Другой геохимический аспект возможной вольфрамоносности скарнового типа — относительная обогащенность гранитоидов

кальцием и обедненность железом. Это выражается в амфибол-биотитовом или биотитовом составе цветных минералов, высокой их железистости, исчезновении акцессорного магнетита и, наоборот, развитии в гранитоидах, с которыми могут ассоциироваться вольфрамовые месторождения, кальцийсодержащих аксессуариев (апатита, сфена, ортита, шеелита).

Глава III. ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ И КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В предыдущей главе мы отметили важное значение миеогеосинклинального режима, особенно его поздних этапов развития с интенсивно проявленным мезоабиссальным специализированным гранитоидным магматизмом, в возникновении главной массы месторождений скарново-вольфрамового и апогранитового типов. Там же подчеркнуты как необходимое условие определенные геохимические черты, которыми должны обладать потенциально вольфрамоносные гранитоиды.

В этой главе рассмотрены некоторые магматические факторы скарновой и апогранитовой вольфрамоносности отдельных районов и площадей, такие, как фациальная особенность, формационная принадлежность гранитоидов, их размеры, морфология, характер и интенсивность контактового метаморфизма.

Здесь следует остановиться на понятии «апогранитовый» тип руд. Этот термин, означающий метасоматическую породу, образованную (иногда с минерализацией редких элементов) по гранитоидам, введен в петрологию А. А. Беусом (1981). Он уже широко используется в отечественной литературе и вошел в зарубежную. В последнем издании американского толкового словаря геологических терминов (Vabes, Lackson, 1980) «апогранит» определяется как альбитизированный и грейзенизированный гранит, располагающийся в периферической и апикальной частях некоторых интрузивов и обычно минерализованный редкими элементами (стр. 749)*. Это определение в общем надо признать правильным.

Апогранитовым типом вольфрамовых руд мы (Хамрабаев, 1972) называем существенно плагиоклазовые (олигоклазовые) метасоматические гранитоидные породы, содержащие в переменных количествах хлорит, мусковит, кварц, шеелит, сульфидные минералы и образованные в эндоконтактных и периферийных частях интрузивов. При этом подчеркивается частая пространственная близость данного типа руд со скарнорудными телами и их общность как продуктов единой физико-химической системы постмагматических процессов.

* Из статьи А. А. Беуса о книге «Месторождения литофильных элементов». «Геология рудных месторождений», 1981, № 4, с. 118—123.

В связи с этим предполагается, что описываемый тип руд во вмещающих породах помимо скарнов может сменяться другими типами — роговиковым, кварцитовым и кварц-полевошпатовым (Хамрабаев, 1972; Рафиенко и Золотарев, 1963).

Фаціальность и формационная принадлежность как факторы постмагматической продуктивности гранитоидов

Накопленный материал по скарново-вольфрамовым полям Западного Узбекистана дает основание утверждать, что вольфрамосные скарновые (и апогранитовые) месторождения формируются в приконтактной зоне гранитоидов с гетерогенной (неоднородной) средой в условиях гипо- и мезоабиссальных фаций.

М. М. Усов (1935), впервые давший фаціальную характеристику магматических пород при выделении фации, основное внимание обратил на условия образования и формы магматических пород.

Мы под фаціальностью интрузивных тел подразумеваем геологические и физико-химические условия их формирования. Они включают в себя глубины становления и эволюцию физико-химических параметров магматических расплавов во времени, морфологию, состав и свойства вмещающей среды. Обуславливают изменения во времени параметров давления, температуры, химических потенциалов рудо- и порообразующих компонентов, определяют структуру, текстуру, морфологию интрузивных пород и содержание в них флюидной фазы. Кроме того, степень и масштаб контактового метаморфизма также в значительной мере определяются глубиной становления, объемом, температурой, морфологией интрузива (Хамрабаев, 1958; Хамрабаев, 1969; Хамрабаев, Искандаров, 1964; Далимов, Айзенштат, 1972).

Известно, что с момента внедрения и становления интрузива происходит интенсивный массо- и теплообмен между расплавом и вмещающей средой, причем характер его в определенной степени зависит от глубины становления, т. е. мощности и неоднородности «покрышки». В гипабиссальных условиях, где мощность «покрышки» 0,5—2 км, происходит интенсивный флюидоотток из остывающей гранитоидной магмы во вмещающую среду, который определяет масштабы постмагматической минерализации. Наше представление о количествах флюидной фазы гранитоидного расплава основывается на данных определения «связанной» воды. Максимальное содержание «связанной» воды в гранодиоритах Актауского массива (в Южном Нуратау) достигает 3,5—4,5%, в то время как в породах пермских и пермо-триасовых субвулканических и гипабиссальных интрузивов Кураминской подзоны составляет лишь 0,2—1,5% (Хамрабаев, Искандаров, 1964; Далимов, 1964).

Различное содержание «связанной» воды (флюидной фазы) в гранитоидных породах различных фаций глубинности дает нам

основание утверждать, что в гипабиссальных условиях вероятность оттока флюидной фазы из остывающей гранитоидной магмы достаточно велика. Здесь следует оговориться, что масштаб выделения флюидной фазы из гранитоидного расплава, кроме фактора фаціальности, определяется структурно-петрофизическими факторами, температурой вмещающей среды и количеством первичного флюида. При прочих равных условиях степень дефлюидизации остывающего гранитоидного расплава повышается в субвулканических условиях и незначительна в условиях больших глубин — 8—12 км (Искандаров, 1983).

Экспериментальные исследования А. А. Кадика (1971) показывают, что углекислый газ сильно снижает растворимость воды в гранитном расплаве. Например, при 1000 атм. содержание H_2O в гранитном расплаве достигает 3,5 вес.%, и если в этом расплаве растворяется 0,25—0,30 вес.% CO_2 , то содержание H_2O снижается до 2,5 вес.%.

В природных условиях гранитоидная магма насыщается углекислотой при ассимиляции карбонатных пород. Как известно, в приконтактной части Койташского, Зирабулакского и Актауского интрузивов, где имеются скарново-рудные тела, содержание CaO в гранодиоритах резко возрастает от 2—3 до 6—8%, что свидетельствует о наличии карбонатной ассимиляции.

Карбонатные породы в формировании скарнов могут играть двойную роль: во-первых, служить источником Ca (и Mg) при образовании скарновых минералов; во-вторых, быть активным дефлюидизатором расплава и переносчиком рудообразующих компонентов. При ассимиляции гранитоидной магмой известнякового блока размером $100 \times 200 \times 50$ м из магмы дополнительно выделяется 27000 м^3 воды. Если на это накладывается собственная дефлюидизация магмы, вызванная фаціальностью, то количество выделяемого флюида увеличивается в 2,5—3 раза. Вероятно, эти особенности карбонатных пород и глубины становления интрузива обеспечивают интенсивное выделение постмагматических флюидов, которые определяют продуктивность контактов гранитоидных интрузивов в благоприятных условиях.

В условиях гипсо- и мезоабиссальных фаций становления гранитоидных массивов контракционные трещины образуются в широком масштабе. Это подтверждается результатами наших экспериментальных и полевых исследований.

Например, объем образцов гранитоидов Койташского массива при остывании от 600 до 300°C уменьшается в объеме на 0,94%**. Это способствует образованию контракционных трещин («усыхание»). Масштаб их в западной части полосы Койташ—Угат достигает 1,49% (Хамрабаев и др., 1976, Искандаров, 1983).

Контракционные трещины в эндоконтактной части гранитоидов образуют отдельности, расположенные параллельно и перпендикулярно к контакту.

* При полном остывании до $25\text{--}30^\circ\text{C}$ объем сокращается до 4%.

Протяженность отдельных трещин 200—300 м при ширине от нескольких миллиметров до 30—80 см. Некоторые трещины, как правило, выполнены поздними дайковыми и постмагматическими образованиями (жильным кварцем и др.).

На площади Койташского, Лянгарского, Ингичкинского, Мелликсуйского, Акджилгинского рудных полей в Южном Тянь-Шане перпендикулярные и субперпендикулярные к контакту трещины были самыми благоприятными для циркуляции постмагматических флюидов, которая выражалась в интенсивной переработке и образовании кварцевых и грейзеновых жил и зон. Это явление мы объясняем возникновением термического и динамического градиентов в эндоконтактной части остывающего гранитоидного интрузива в гипо- и мезоабиссальных условиях фаціальности. В абиссальных условиях (8—10 км) на остывающую гранитоидную магму воздействует относительно большая литостатическая нагрузка (0,25—0,30 ГПа), которая препятствует возникновению контракционных трещин и дефлюидизации. Вероятно, этими особенностями объясняются различия постмагматической продуктивности гранитоидных массивов различных фаціальностей.

Анализ литературных данных (Таусон, 1979) показывает, что в кислых магмах в большинстве случаев концентрируются вода (3 вес. %), углекислота (0,6), хлор (0,2), фтор (0,1), сера (0,06%). Основная часть этих летучих компонентов (соединения вольфрама и молибдена) выделяется из остывающей магмы на ранних стадиях (650—750°C) ее кристаллизации. Известно, что при высоких температурах (500—700°C) вольфрам и молибден в присутствии KOH, KNO₃, KClO₃, HCl, HF, Cl₂ и F₂ образуют легколетучие соединения, способные сублимироваться.

Рассмотрению данного фактора (роли гранитоидных интрузивов в формировании и размещении редкометалльного оруденения) посвящена работа М. Г. Руб, В. А. Павлова и др. (1982). В ней дан петрографический и минералого-геохимический облик гранитоидов, потенциально рудоносных на олово и вольфрам. На базе детального изучения вещественного состава породообразующих и аксессуарных минералов гранитоидов оловорудных и вольфрамовых полей Приханкайского района и Сихотэ-Алиня к ранее известным признакам рудоносности добавлены новые. Вместе с тем в этой книге в отношении Южного Тянь-Шаня и гранитоидов допущены досадные ошибки. Так, территория Западного Узбекистана отнесена к числу активизированных областей. Гранитоиды этого региона почему-то считаются монцитонитовыми породами, хотя появление таких пород (например, в Кошрабадском массиве) — скорее исключение, чем правило. Не придается должного значения в редкометалльной рудоносности малым содержаниям аксессуарного магнетита и высокой железистости цветных минералов.

Приведенные выше материалы дают основание утверждать, что гранитоиды, специализированные на вольфрам, молибден и

другие элементы, в условиях гипо- и мезоабиссальных фаций могут стать реальными источниками рудоносных растворов. При этом место локализации и форма рудных тел определяются главным образом структурными и петрофизическими особенностями вмещающей геологической среды (Искандаров, 1970; 1982; Хамрабаев и др., 1974; Юсупов, 1977).

Экспериментальные исследования, проведенные авторами, показали, что в условиях приконтактового метаморфизма в карбонатных породах резко повышается эффективная пористость (до 3—5 раз), которая сопровождается активизацией их поровых флюидов, а в песчано-глинистых происходит обратное явление, т. е. уплотнение, в результате которого возникает роговиковый, «экраный» слой, задерживающий инфильтрационные постмагматические флюиды.

Как отмечено выше, в процессах постмагматического рудообразования вмещающая геологическая среда и внедряющаяся в нее гранитоидная магма составляют единую физико-химическую систему. Развитие постмагматических процессов во времени контролируется физическими и химическими режимами среды, выражаясь в изменении состава, T—P-параметров магмы и вмещающих пород.

Результаты экспериментальных и теоретических исследований показывают, что температурный напор и интенсивность нагревания отдельных пластов определяются многими параметрами геологической среды (тепловыми, температурой, влажностью, объемом и структурой).

Роль литолого-химических факторов в формировании скарново-рудных месторождений доказана в работах Д. С. Коржинского, Х. М. Абдуллаева, их учеников и последователей.

Еще в 1947 г. Х. М. Абдуллаев отмечал: «...процесс скарнообразования имел место после затвердения и последующего дробления апикальной части интрузива, сопровождающегося возникновением ослабленных зон, которые впоследствии послужили путями поднятия и циркуляции постмагматических растворов. При этом наиболее благоприятным оказался контакт физически разнородных пород интрузива с породами кровли, т. е. осадочной толщей» (с. 306).

Работами И. Х. Хамрабаева (1958), М. С. Кучуковой и др. (1971) доказано, что скарново-рудный процесс многостадийный, т. е. с продуктами каждой фазы интрузии при благоприятных условиях может быть связана скарново-рудная минерализация. Основная часть продуктивных шеелитоносных скарнов Южного Тянь-Шаня локализована на контактах биотитовых гранодиоритов и адамеллитов с перекристаллизованными известняками и доломитами на стыках роговиков с известняками, образуя межформационные рудные тела.

Материалы экспериментальных и теоретических исследований по магматогенному пороодо- и рудообразованию позволяют утверж-



дать, что определенные минеральные парагенезисы формируются в соответствующих физических и химических условиях среды (Искандаров, Мусаев, Хамрабаев, 1976). Кроме того, развитие Т—Р-параметров и состав рудообразующей системы во времени в значительной степени определяются петрофизической и петрохимической неоднородностью среды.

Карбонатные породы в момент рудообразования являются активной средой в гипабиссальных условиях при ярковыраженной литологической неоднородности конкретного участка.

В пределах рудного поля геологическую среду можно разделить на две категории:

1) формационную, выраженную в размещении интрузива в различных осадочных формациях. Например, Койташский, Зирабулакский, Актауский и другие гранитоидные массивы, одновременно контактирующие с песчано-сланцевыми и карбонатными породами разных возрастов;

2) внутрiformационную, обусловленную наличием более активных разностей внутри одной формации. Например, неоднородность внутри карбонатных пород, т. е. чередующиеся известняки и доломиты, сланцы, алевролиты, песчаники и др.

В формировании и размещении постмагматических образований эти категории играют определенную роль. Так, формационная неоднородность влияет на ход кристаллизации магмы во времени. Внутрiformационная играет активную роль в формировании высоких тепловых и динамических напряжений в локальных зонах или участках.

В результате исследований многих авторов (Овчинников, 1967; Таусон, 1979; Искандаров, 1982 и др.) значительно прояснилась роль карбонатных пород и Т—Р-режимов в формировании потенциальных рудоносных гранитоидных массивов.

Например, добавление в железистый силикатный расплав небольших количеств карбонатов кальция и магния, т. е. известняка или доломита, способствует обособлению рудных элементов (и сульфидной фазы) в силикатных расплавах (Овчинников, 1967; Таусон, 1979). Количество сульфидной серы по сравнению с сульфатной, выделяемой из гранитоидного расплава, возрастает по мере понижения его температуры. Сульфидная сера преобладает над сульфатной в интервале температур 800—250°C (т. е. до полного остывания расплава).

Скорость кристаллизации и особенности температурного равновесия остывающего гранитоида определяются его теплосодержанием, объемом, формой и мощностью, теплофизической гетерогенностью, структурой вмещающей среды.

Например, в экзоконтактной зоне гранитоидного интрузива для превращения в мрамор 300 м пачки известняка потребуется около 700 лет, а для образования роговиков такой же мощности — более 1120 лет. Отсюда видно, что твердая корка гранитоидного интрузива в известняковой среде формируется в 1,6 раза быстрее,

чем под сланцевой пачкой. Кроме того, в момент остывания интрузива в гетерогенной пачке возникают градиентные термоупругие напряжения. Их величины определяются тепловыми, упругими, структурными особенностями интрузива и его вмещающей среды.

Так, в интервале температур 300—500° термоупругие напряжения в гранитоидных породах составляют 625—2100 кг/см², в среднезернистых мраморизованных известняках — 1447—2450, в кварц-полевошпат-биотитовых роговиках — 849—1853. Эти особенности вмещающей среды играли определенную роль в формировании рудообразующих флюидов, скарнов, апогранитовых рудных тел в приконтактовой зоне специализированных на вольфрам и молибден гранитоидных интрузивов гипо- и мезоабиссальных фаций. В формировании рудоносных флюидов важное значение имеет также степень дифференцированности гранитоидов (Искандаров и др., 1976, 1983).

Наши эксперименты показали, что вольфрам имеет тенденцию к концентрации в стеклофазе кислого расплава (Искандаров и др., 1976).

Приведенные материалы дают основание утверждать, что определяющими факторами в формировании вольфрамоносных скарновых и апогранитовых рудных тел (месторождений) являются геохимически специализированные на W и Mo и дифференцированные гранитоидные интрузивы гипо- и мезоабиссальных фаций, внедренные в гетерогенную литологическую среду.

Морфология и размеры интрузивных тел

Анализ накопленных геологических данных показывает, что формирование скарново-вольфрамовых и апогранитово-сульфидно-вольфрамовых месторождений в определенной степени зависит от морфологии и размеров специализированных гипабиссальных гранитоидных интрузивов.

В литературе этот вопрос рассматривали В. И. Смирнов (1954), О. Bronson (1960), М. Х. Хамидов (1954), И. Х. Хамрабаев (1958, 1965) и др.

И. Х. Хамрабаевым (1958, 1965) установлено, что для локализации грейзеновых и скарновых тел наиболее благоприятны участки пологого погружения (до 50°) и волнистой поверхности гранитоидных интрузивов средней глубинности. При этом наиболее крупные рудопроявления и месторождения формируются в участках узких окончаний или в апикальных частях вскрываемого интрузива.

Например, в Западном Узбекистане 90% известных рудопоявлений и месторождений вольфрама, золота и других металлов локализуется в участках пологого погружения и апикальной части гипабиссальных гранитоидных интрузивов.

В некоторых случаях крупные инфильтрационные рудные тела локализуются на значительном удалении от контакта интрузива и характеризуются крутым падением (до 70—85°). Таковы некоторые рудные тела в Лянгарском, Ингичкинском, Койташском, Каратюбинском рудных полях. За пределами Южного Тянь-Шаня и вообще Средней Азии случаи локализации скарново-рудных залежей с крутым падением отмечаются в Тырнаузе и других рудных полях.

Геолого-физическую сущность формирования крутопадающих рудных тел мы объясняем структурно-петрофизической гетерогенностью самой геологической среды, где возникают избирательный метасоматоз и рудоотложение. Этот вопрос рассматривается в следующей главе.

Отметим, что продуктивные гранитоидные интрузивы Южного Тянь-Шаня в плане изометричные и овальновытянутые в широтном направлении. Площади выходов этих интрузивов варьируют от 50 до 250 км². Более подробные данные о петрохимии, морфологии и размерах гранитоидных интрузивов Южного Тянь-Шаня приведены в каталоге интрузивных массивов Узбекистана (1975).

Результаты комплексных геолого-геофизических исследований земной коры Средней Азии показывают, что большинство гранитоидных плутонов характеризуется грибообразным строением. При этом мощность отдельных частей массивов варьирует от 4 до 12 км (Хамрабаев и др., 1977, 1979, 1981).

Следует подчеркнуть, что более продуктивны в отношении скарново-вольфрамовых месторождений мелкие и средние слабоэродированные гипабиссальные гранитоидные интрузивы.

Характер и интенсивность контактового метаморфизма и метасоматизма

Продуктивные контакты гранитоидных интрузивов Западного Узбекистана на скарново-вольфрамовые руды существенно отличаются от непродуктивных по масштабам, характеру проявления контактового метаморфизма и особенно постмагматизма¹.

Здесь освещаются некоторые общие черты метаморфизма и метасоматизма продуктивных контактов гранитоидных интрузивов, специализированных на скарново-вольфрамовые оруденения.

Известно, что в размещении скарново-вольфрамовых руд немалую роль играли контактово-метаморфические и метасоматические породы. При этом минералогический состав и масштаб контактово-метаморфических и метасоматических образований определяются геологическими и физико-химическими факторами вмещающей среды и самой магмы.

В непосредственной близости от пологих контактов гипабиссальных гранитоидных массивов образуются крупно- и среднезернистые мраморы, различные роговики, а по мере удаления от

¹ См. последнюю главу.

контакта встречаются слабомраморизованные известняки и роговикованные сланцы.

В крупно- и среднезернистых мраморах развиваются мелкие вкрапленники граната, пироксена и амфибола с сульфидами или без них. Роговики продуктивных контактов представлены плагиоклаз-пироксен-амфиболом с прожилками и вкрапленниками пирротина, молибденита, халькопирита, галенита, сфалерита, шеелита (участки) Дунётепа, Хаузбулак, полоса Койташ-Угат и др.).

В эндоконтактной части интрузива встречаются грейзенизированные, альбитизированные, окварцованные зоны и кварцевые жилы.

В экзоконтактной части гранитоидных интрузивов за счет нечистых разностей известняков и известковых песчаников формируются скарноиды (известково-силикатовые) магматического этапа. Они секутся дайками неизменных лейкократовых гранитов, гранодиорит-порфиров, диабазовых и других порфиров.

В большинстве случаев отсутствуют метасоматические изменения в контактах скарноидов с роговиками. Скарноиды магматического этапа представлены волластонитовыми и волластонит-плагиоклаз-кальцитовыми ассоциациями с незначительной примесью пироксена, граната, везувiana, скаполита и кварца. Они по текстурным, структурным особенностям и минералогическому составу отличаются от роговиков.

Поэтому целесообразно назвать их скарноидами магматического этапа замещения. Вокруг Койташского, Актауского, Зирабулакского, Каратюбинского, Сарыдукентского интрузивных массивов скарноиды преимущественно волластонитового состава образуют мощные пластообразные залежи, представляющие промышленный интерес на волластонит (Исмаилов, 1975; Исмаилов, Эшпулатов, 1968).

Главные особенности продуктивных контактов гранитоидного интрузива на скарново-вольфрамовое оруденение — широкое развитие разноэтапного контактового метаморфизма и постмагматического метасоматоза.

Глава IV. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ СРЕДЫ КАК ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ И КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Физические свойства рудовмещающих пород

Результаты наших исследований по выяснению причины избирательного размещения постмагматических (полиметаллических, скарново-вольфрамовых и отчасти золоторудных) месторождений Южного Тянь-Шаня, в частности Западного Узбекистана, показали, что морфологические типы рудных тел в значительной степени определяются петрофизическими и структурными особен-

ностями вмещающей среды. Как было отмечено выше, скарновые (и апогранитовые) рудные тела рассматриваются нами как результат проявления сложных физико-химических процессов, протекающих между специализированной гранитоидной магмой и вмещающей средой в благоприятных условиях. Известно, что особенности эволюции термодинамических параметров рудообразующих флюидов и место циркуляции определяются физическими параметрами приконтактных пород и остывающего гранитоидного интрузива.

Анализ петрофизических данных показывает, что в формировании промышленных постмагматических месторождений определенную роль играют физические (плотностные, тепловые, электрические, упругие, механические, магнитные) свойства рудовмещающей среды. При этом некоторые физические параметры пород и руд являются прямыми поисковыми критериями нескрытых рудных тел. К ним относятся магнитные, электрические, термомлюминесцентные, декрепитационные, плотностные параметры вмещающих пород.

В условиях эндогенного рудообразования тепловые, упругие, электрические параметры рудовмещающей среды существенно изменяются в зависимости от температуры и давления.

При этом породы, характеризующиеся высокими тепловыми, упругими и электрическими параметрами, имеют решающее значение при возникновении активных тепловых, динамических и электрических структур, где избирательно локализуются промышленные рудные тела.

Петрофизический анализ особенностей избирательного размещения эндогенных рудных месторождений с позиции тепло- и массообмена начал осуществляться с 1960 г. Здесь определенную роль сыграли работы В. И. Лебедева, Г. Л. Поспелова, М. А. Осипова, А. Н. Дударева, М. Н. Годлевского, Л. Н. Овчинникова, Э. В. Чекалюка, В. А. Жарикова, В. И. Смирнова, Ю. А. Розанова, Б. В. Залесского, Б. П. Беликова, В. И. Старостина, Л. И. Звягинцева и многих других.

В Узбекистане аналогичные петрофизические исследования в разное время проводили А. В. Королев, Т. Тулегенов, Ш. Фатхуллаев, Э. Искандаров, А. А. Бабаджанов, З. М. Мурадов, М. Юсупов и др.

Наш опыт изучения комплексных физических свойств горных пород рудных месторождений Западного Узбекистана дает основание утверждать, что достоверные петрофизические модели конкретных участков могут освещать:

- 1) кинетику и динамику формирования тепловых и динамических флюидопроводниковых структур в определенном пространстве;
- 2) особенности эволюции температурного и барического режимов рудообразующего флюида и рудовмещающей среды во времени;

3) уровни (степени) пересыщения флюида рудными компонентами в гетерогенной среде;

4) длительность и эволюцию затвердевания гранитоидных массивов в зависимости от глубины становления, объема, начальной температуры и насыщенности флюидами.

Ниже рассматриваются отдельные вопросы формирования и избирательного размещения скарновых (и апогранитовых) вольфрамовых рудных тел с позиции петрофизических параметров рудовмещающей среды.

Теплофизические свойства

Результаты петрофизических исследований, проведенных в лаборатории экспериментального моделирования геологических процессов Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР, показали, что наряду с плотностными, упругими и электрическими свойствами пород в избирательном размещении постмагматических месторождений большое значение имеют теплофизические. В условиях эндогенного рудообразования теплофизические свойства (теплопроводность, термическое расширение, теплоемкость) прямо или косвенно определяют состояние упругости, пористости, электропроводности, магнитности рудовмещающих пород. В зависимости от активности теплофизических свойств рудовмещающих сред интенсивно изменяются температурные, барические режимы и пересыщенность рудными компонентами постмагматического флюида.

Коэффициент теплопроводности гранитоидных, осадочно-метаморфических и метасоматических пород скарново-редкометалльных рудных полей Западного Узбекистана определен зондовым методом мгновенного источника тепла с платиновым плоским нагревателем с достаточной высокой точностью — 0,5% (табл. 1). Теплопроводность песчано-сланцевых пород варьирует в широком диапазоне ($2,50 \cdot 10^{-3}$ кал/см. с. °С — глинистые сланцы, $5,06 \cdot 10^{-3}$ — $7,30 \cdot 10^{-3}$ кал/см. с. °С — роговики). Пироксеновые скарны (особенно их крупнозернистые и окварцованные разности) характеризуются высокими значениями коэффициента теплопроводности ($11,00 \cdot 10^{-3}$ кал/см. с. °С).

Пироксен-гранатовые, волластонитовые и тонкозернистые пироксеновые скарны характеризуются относительно низкими значениями коэффициента теплопроводности (от $5,60 \cdot 10^{-3}$ до $8,90 \cdot 10^{-3}$ кал/см. с. °С). Коэффициенты теплопроводности горных пород существенно изменяются в условиях высоких температур и давлений. При этом температура понижает, а давление повышает их теплопроводность. Изменения коэффициента теплопроводности образцов горных пород в любых термодинамических режимах можно установить по формуле:

$$\Lambda_{(T, P)} = \Lambda_0 + \rho_0 (\beta_v \cdot P - \alpha_v T) \cdot 57 \cdot 10^{-3} \text{ кал/см} \cdot \text{с} \cdot \text{°С},$$

где Λ_0 и ρ_0 — начальные значения теплопроводности и плотности образца горных пород (при $p=1$ атм и $t=27^\circ\text{C}$), P и T — давление и температура условий рудообразования, β_v и α_v — коэффициенты (объемной) сжимаемости и расширения образца пород при T и P -режимах, $57 \cdot 10^{-3}$ — константа, установленная экспериментально (кал/см² г. с. °C).

Из формулы видно, что в условиях повышенных температур в гипабиссальных условиях коэффициенты теплопроводности всех

Таблица 1

Коэффициенты теплопроводности (кал/см с. °C) некоторых типов пород редкометалльных рудных полей Западного Узбекистана

Порода	Рудное поле		
	Нингичкинское	Койташское	Лянгарское
Гранодиориты			
лейкократовые граниты	9,00	9,29	8,50
граниты	8,29	8,52	8,60
гранодиориты	7,00	7,05	6,85
диориты	—	—	5,80
Мраморы			
известковые	6,80	7,06	6,90
доломитовые	9,00	—	8,85
Роговики и сланцы			
кварц-полевошпатово-биотитовые	7,30	7,16	6,80
кварц-амфиболовые	—	5,06	—
сланцы глинистые	—	2,50	4,50
Скарны			
пироксеновые	11,00	9,00	8,90
пироксен-гранатовые	—	5,83	7,80
волластонитовые	—	5,60	—

типов пород уменьшаются. Значения резко понижаются в породах с большими коэффициентами термического расширения (табл. 2).

Необходимо указать, что скарново-вольфрамовые руды, особенно их межпластовые разности, формируются в гетерогенной литологической среде, где коэффициенты теплопроводности и термического расширения слоев сильно отличаются друг от друга. В таких случаях для составления палеотепловых и динамических моделей рудообразования мы обязаны использовать эквивалентные коэффициенты теплопроводности рудовмещающей толщи в целом. Этот коэффициент определяется по известной формуле из курса «Техническая термодинамика и теплопередача» (Нащокин, 1969, с. 363):

$$\Lambda_{\text{эк}} = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} m_i}{\sum_{i=1}^{i=n} \frac{m_i}{\lambda}}$$

где m_i — мощность конкретного слоя или пласта, см,
 Λ_i — коэффициент теплопроводности конкретного слоя
или пласта,

$\sum_{i=1}^{i=n} m_i$ и $\sum_{i=1}^{i=n} \Lambda_i$ — сумма мощностей и коэффициентов теплопроводности слоев или пластов (от первого — i до последнего — n).

Таблица 2

Экспериментальные данные КТР некоторых типов горных пород
скарново-редкометалльных рудных полей Западного Узбекистана

Порода	Рудное поле	$\alpha \cdot 10^{-6} / ^\circ\text{C}$				
		200	300	400	500	600
Роговики	Ингичка	11,43	12,78	14,94	19,67	24,32
	Койташ	8,00	9,15	10,20	11,80	18,50
	Лянгар	7,00	8,70	12,80	18,00	25,00
Мраморы	Ингичка	12,30	15,62	19,26	21,42	23,65
	Койташ	15,00	20,15	23,00	25,00	27,00
	Лянгар	11,60	14,50	17,00	23,00	25,50
Граниты	Ингичка	8,80	10,90	12,90	19,00	25,96
	Койташ	12,70	13,20	15,50	19,00	27,30
	Лянгар	10,30	13,00	16,50	22,80	26,20
Гранодиориты	Ингичка	—	—	—	—	—
	Койташ	10,50	12,60	15,20	15,60	23,00
	Лянгар	10,20	12,70	16,60	19,20	23,60
Скарны пироксеновые	Ингичка	6,35	7,00	7,50	7,60	7,80
	Койташ	10,40	11,00	13,20	14,00	17,00
	Лянгар	9,35	11,50	14,35	15,35	18,00

Примечание. Эксперименты по КТР пород проводили Х. Ташматов, М. Юсупов и Э. Искандаров в лаборатории экспериментального моделирования геологических процессов с 1967 по 1981 г.

Поэтому мощность теплового потока в многослойном разрезе определяется по формуле:

$$Q = \frac{\Lambda_{\text{эк}} \cdot S \cdot \Delta T}{\sum_{i=1}^{i=n} m_i}$$

(тот же источник — В. В. Нащокин, с. 362),

где S — площадь (в источнике обозначена буквой F);

ΔT — разность температур ($T'_{\text{сл}} - T_{\text{сл}} = \Delta T$).

Отношение m/λ_i , являющееся термическим сопротивлением слоя или пласта, показывает распределение температуры между слоями или пластами.

Оно определяется по формулам:

$$T'_{\text{сл}} = T_{\text{конт}} - \frac{Q \cdot m}{S \cdot \lambda_1},$$

$$T''_{\text{сл}} = T'_{\text{сл}} - \frac{Qm_2}{S\lambda_2}$$

Ниже остановимся на мощности теплового потока и распределении температуры на основе вышеприведенных формул в некоторых типах пород Койташского рудного поля.

Длительность температурного равновесия оценивается мощностью источника тепла и теплофизическими свойствами вмещающей среды. В природных условиях источниками тепла служат постмагматические флюиды и магматические расплавы. Здесь следует подчеркнуть, что длительность кондуктивного температурного равновесия, кроме теплофизических параметров пород, определяется морфологическими особенностями геологической среды.

Длительность температурного равновесия между гранитоидным расплавом и сланцево-известняковой толщей определяется квадратом мощности «покрышки» и их теплофизическими параметрами (λ , C_p и ρ).

Например, при мощности сланцево-известняковой толщи 300 м температурное равновесие в экзоконтактной зоне интрузива достигается через 967 лет, а при мощности 3000 м — через 96,7 тыс. лет. Эти результаты дают основание полагать, что длительность высокотемпературного контактового метаморфизма в полосе Койташ—Угат была не менее 800—1000 лет, так как суммарная мощность роговиков и мраморов достигает 300—400 м.

Как отмечено выше, изменение коэффициента теплопроводности в условиях высоких температур зависит от коэффициента термического расширения пород. Кроме того, возникновение высоких термоупругих напряжений в приконтактных зонах гранитоидных интрузивов определяется также главным образом температурой, модулем упругости (Юнга), коэффициентом термического расширения и температурой пород. Величина термоупругих напряжений, возникающая в идеально упругих и плотных твердых телах, определяется известной формулой:

$$\sigma_t = E \cdot \alpha \cdot \Delta T, \text{ кг/см}^2 \text{ (или Н/м}^2\text{)},$$

где E — модуль Юнга,

α — коэффициент термического расширения,

ΔT — приращение температуры пород.

Отметим, что горные породы в условиях верхней части земной коры (до 8—10 км) характеризуются пористостью, которая способствует сжатию пород. Поэтому величину температурных на-

пряжений, возникающих в конкретных типах пород, можно определить по формуле:

$$\sigma_t = \frac{E_{(T, P)} [\alpha_v(T, P) \Delta T - \beta_v(T, P) P]}{3} \text{ кг/см}^2,$$

где E — модуль Юнга,
 ΔT — приращение температуры,
 α_v и β_v — коэффициент объемного теплового расширения и сжимаемость пород при заданных давлениях и температурах (глубинах).

Экспериментально-расчетные данные свидетельствуют (табл. 2), что при 300 и 400°C динамическая напряженность мраморизованного мелкозернистого известняка в 2,7 раза больше, чем гранодиорита и в 2 раза больше, чем роговика (кварц+плагиоклаз+биотит). При более высоких температурах (500°C) гранодиорит в динамическом отношении становится более активным, чем вышеотметочные роговики (2100 и 1853 кг/см² соответственно). При прочих равных условиях величины термоупругих напряжений, возникающих в теле карбонатных пород, значительно больше, чем в роговиках и гранодиоритах (2900, 1853 и 2100 кг/см² соответственно при 500°C). При этом величины термоупругих напряжений в 4—5 раз превосходят прочность мраморов на сжатие.

Величины термоупругих напряжений, возникших в момент рудоотложения в петрофизически неоднородной (гетерогенной) толще Койташского рудного поля, вероятно, способствуют избирательному развитию флюидопроводниковых структур, которые в итоге определяют широкое развитие приконтактовых и межпластовых скарновых и апогранитовых редкометалльно-сульфидных рудных тел в полосе Койташ—Угат Койташского рудного поля.

Наши экспериментально-расчетные данные о динамической напряженности пород объясняют особенности развития апогранитовых приконтактовых и межпластовых рудных тел Саганаксайского участка полосы Койташ—Угат и хорошо согласуются с результатами подземного бурения, проведенного в 1975—1980 гг. на Койташском руднике.

Например, межпластовые пироксеновые скарны (и редкометалльно-сульфидные тела) размещаются на стыке петрофизически контрастных пород (роговик—мрамор—гранодиорит). Такая особенность наблюдается на линии кваршлага № 8 (скв. 1356). В разрезе скважины встречено два пласта кварц-полевошпат-биотитовых роговиков (глубины от устья скважины 8,30÷15,40 м и 19,50÷21,80 м соответственно), на стыке которых с мраморами развиты скарновые редкометалльно-сульфидные тела. Аналогичная ситуация наблюдалась также и в скв. 1333, 1348, 1350 (орт. № 12) и 1339 (кваршлаг № 3).

На участках интенсивного проявления постмагматических процессов резко возрастают мощность рудных тел (скарнов и апо-

гранитов) и содержание в них трехокси вольфрама, меди, висмута, селена, теллура, серебра, золота. Например, разрез вертикальной скважины № 1367 (квершлаг № 6, орт. № 1) представлен пироксеновым скарном и апогранитом, где содержание трехокси вольфрама варьирует от 0,13 до 2,7 вес.%. Разрез скважины 1364 представлен апогранитовым типом руд общей мощностью 31 м. В подошве рудной залежи возрастает содержание трехокси вольфрама (до 3,6%).

Большие количества шеелита встречаются в окварцованных крупнозернистых пироксеновых скарнах и апогранитах, характеризующихся высокими значениями теплофизических параметров.

Плотностные параметры пород и руд

Плотностные параметры рудовмещающих пород — один их важных факторов в избирательном формировании эндогенных рудных месторождений, в частности скарново-вольфрамовых. Высокие средние значения плотности скарновых и сульфидно-апогранитовых руд ($3,50—3,93 \text{ Т/м}^3$) служат прямыми поисковыми критериями при оконтуривании глубинных рудных тел с помощью гравиметрического метода.

Отметим, что детальные исследования плотностных параметров (плотности и эффективной пористости) приконтактных пород и разновидностей руд мы проводили на образцах Койташского рудного поля. Подобные исследования на образцах Лянгарского, Ингичкинского и Каратюбинского рудных полей осуществляли З. М. Мурадов, А. А. Бабаджанов, М. Юсупов и др. (табл. 3).

Детальное изучение плотностных параметров этих типов руд диктовалось отсутствием количественных данных, характеризующих их среднее значение. Из-за этого вновь разведанные запасы руд Саганаксайского участка искусственно были занижены.

Сульфидно-апогранитовые и скарновые рудные тела являются поликомпонентами, залегают на глубине от 150 до 500 м от поверхности и образуют мощные рудные тела значительной протяженности.

Эти особенности рудных тел дают возможность с большой уверенностью выявить их с поверхности гравимагнитным методом.

В результате анализа экспериментальных данных по плотностным (а также упругим) параметрам приконтактных пород и руд скарново-сульфидных и апогранитовых полей Западного Узбекистана нами установлено следующее:

1) плотностные параметры пород и руд сильно изменяются до глубины 20—40 м от поверхности. Это, по-видимому, вызвано факторами выветривания;

2) породы, находящиеся в зоне действия сильной взрывной волны (при проходке тяжелых видов горных выработок), характеризуются пониженными значениями плотности и высокой пористостью (до 45—47% от истинного ее значения).

Следовательно, значения плотности и пористости образцов, собранных от поверхности и из горных выработок с применением взрывчатых веществ, непригодны для геофизического (петрофизического) анализа при определении особенностей избирательного размещения скарново-вольфрамовых (и вообще эндогенных рудных) месторождений;

3) степень перекристаллизации мраморов и роговиков заметно влияет на их плотность. Например, по мере увеличения размеров зерен кальцита в известковых и доломитовых мраморах плотность уменьшается на 1,0—1,7%, эффективная пористость увеличивается в 1,5—2 раза. При переходе сланцев, песчаников и але-

Таблица 3

Плотностные параметры некоторых типов горных пород скарново-редкометалльных рудных полей Южного Тянь-Шаня

Порода	Рудное поле	Плотность, т/м ³	Эффективная пористость, %
Роговики	Ингичка	2,75	0,78
	Койташ	2,76	1,50
	Лянгар	2,85	0,80
Мраморы	Ингичка	2,71	1,85
	Койташ	2,73	0,98
	Лянгар	2,72	1,50
Граниты (лейкократовые)	Ингичка	2,65	1,30
	Койташ	2,62*	1,53
	Лянгар	2,68	2,25
Гранодиориты	Ингичка	2,74	0,50
	Койташ	2,67	0,67
	Лянгар	2,76	1,28
Скарны (пироксеновые и гранат-пироксеновые)	Ингичка	3,55	0,34
	Койташ	3,53	0,60
	Лянгар	3,56	1,62

* аплиты

ролитов в роговики наблюдается обратная картина, т. е. увеличивается плотность (от 2,68 до 2,80 Т/м³) и уменьшается пористость (от 8—12% до 0,6—1,8%).

Отметим, что получаемые значения плотности и пористости образцов горных пород существенно отличаются от существовавших в момент рудоотложения.

Как было указано, плотность приконтактных горных пород в значительной степени определяется тепловыми, упругими параметрами и термической, динамической напряженностью конкретных типов пород при соответствующих температурах и давлениях.

Эти особенности мраморов и роговиков играют определенную роль в избирательном размещении и формировании скарново-воль-

фрамовых месторождений Южного Тянь-Шаня. Высокие значения плотности скарновых и сульфидно-апогранитовых вольфрамовых руд наряду с другими параметрами (магнитность, электропроводность) могут быть использованы при оценке и поиске глубинных рудных тел на площади скарново-редкометалльных месторождений Южного Тянь-Шаня и аналогичных площадях сопредельных территорий.

Электрические и магнитные параметры

В последнее время электрические и магнитные характеристики горных пород, минералов и рудообразующих флюидов учитываются при анализе избирательного проявления метасоматических процессов. Этот вопрос детально рассмотрен в работе Г. Л. Поспелова (1973). Анализируя природу рудообразующего флюида и сульфидных (и некоторых окисных) соединений железа как природные полупроводники, он доказывал возможность возникновения электрических структур на определенных участках геологической толщи. Г. Л. Поспелов (1973, с. 282) писал: «Одной из важнейших особенностей гальванических систем является то, что они могут формироваться как многоуровневые и одновременно обнаруживающие себя как на уровне контактов кристаллов с электролитами, так и на уровне крупных тел, например, рудных тел и рудных месторождений в целом, разные концы которых приобретают свойства электродной пары».

Гальванический эффект в различных типах горных пород является по-разному. Этот эффект нами также наблюдался при смачивании образцов гранита, мрамора, роговиков и кварца различными щелочными и кислотными растворами. При этом величина катодного напряжения достигла 1,5—2 в.

Отметим, что результаты подобных исследований перспективны для выяснения геолого-физической сущности избирательного размещения скарново-вольфрамовых и иных типов постмагматических месторождений.

Вероятно, сущность гальванического эффекта геологической среды в избирательном размещении конкретного типа руд в определенной литологической среде заключается в том, что в результате взаимодействия рудоносного флюида (природного электролита) с вмещающей породой возникает гальванический ток. При этом, если заряд гальванического тока породы будет одноименным с зарядом катионного комплекса, возникнет природный «ускоритель», благодаря чему руды не отлагаются. В противном случае возникает самостягивание и отложение.

В природных условиях, кроме указанных электрических эффектов, большое значение имеет непосредственная электропроводность горных пород. Экспериментальные данные электропроводности основных разновидностей пород Койташского рудного поля изучены О. Нурмаматовым (табл. 4).

Электропроводность пироксенового скарна на 3 и 4 порядка, т. е. в 1000 и 10000 раз, больше, чем мраморов и роговиков и в 100÷1000 раз выше, чем гранат-пироксенового скарна и спессартита (при 600—800°C). Основываясь на этом, можно констатировать, что в условиях эндогенного рудообразования благоприятно

Таблица 4

Среднее значение удельной электропроводности горных пород Койташского рудного поля (по О. Н. Нурмамаеву), см. м⁻¹

Порода и место взятия	Кол-во изме-рен.	200°C	400°C	600°C	800°C
Мраморы тонкозернистые, Угат	4	$1,3 \cdot 10^{-9}$	$6,20 \cdot 10^{-8}$	$4,8 \cdot 10^{-7}$	$8,4 \cdot 10^{-6}$
Мраморы мелкозернистые, Угат	17	$2,20 \cdot 10^{-9}$	$1,20 \cdot 10^{-7}$	$1,20 \cdot 10^{-7}$	$2,1 \cdot 10^{-6}$
Мраморы среднезернистые, Койташ	16	$1,20 \cdot 10^{-8}$	$6,10 \cdot 10^{-8}$	$2,50 \cdot 10^{-7}$	$2,4 \cdot 10^{-6}$
Мраморы крупнозернистые, Койташ	5	$2,10 \cdot 10^{-8}$	$8,40 \cdot 10^{-7}$	$8,80 \cdot 10^{-7}$	$2,70 \cdot 10^{-6}$
Пироксеновые скарны, Койташ	12	$2,38 \cdot 10^{-6}$	$8,67 \cdot 10^{-5}$	$1,40 \cdot 10^{-3}$	$1,20 \cdot 10^{-2}$
Пироксеновые скарны, Койташ	3	$2,06 \cdot 10^{-7}$	$4,63 \cdot 10^{-6}$	$1,54 \cdot 10^{-4}$	$1,25 \cdot 10^{-3}$
Пироксеновые скарны, Угат	3	$2,12 \cdot 10^{-8}$	$4,10 \cdot 10^{-8}$	$1,14 \cdot 10^{-6}$	$5,6 \cdot 10^{-6}$
Гранат-пироксеновые скарны, Койташ	3	$2,0 \cdot 10^{-9}$	$3,10 \cdot 10^{-8}$	$3,10 \cdot 10^{-7}$	$6,60 \cdot 10^{-6}$
Волластонитовые скарны, Койташ	3	$4,20 \cdot 10^{-8}$	$2,70 \cdot 10^{-7}$	$2,20 \cdot 10^{-6}$	$1,60 \cdot 10^{-6}$
Гранат-волластонитово-пироксеновые скарны, Койташ	4	$3,60 \cdot 10^{-8}$	$2,48 \cdot 10^{-7}$	$6,60 \cdot 10^{-6}$	$2,1 \cdot 10^{-5}$
Спессартиты, Койташ	4	$1,20 \cdot 10^{-8}$	$1,0 \cdot 10^{-7}$	$1,40 \cdot 10^{-6}$	$4,2 \cdot 10^{-6}$
Амфибол-полевошпатовые роговики, Койташ					
Кварц-полевошпат-биотитовые роговики, Койташ	7	$2,4 \cdot 10^{-8}$	$1,20 \cdot 10^{-7}$	$0,60 \cdot 10^{-7}$	$2,10 \cdot 10^{-6}$

ятная электропроводящая структура возникает в теле пироксеновых скарнов и играет положительную роль при избирательном размещении вольфрамовых руд.

Вышеизложенные материалы, показывают, что при избирательном размещении вольфрамовых месторождений положительную роль играют электрические свойства рудовмещающей среды.

Сульфидно-редкометалльные руды, залегающие на глубине 300—500 м от поверхности, фиксируются с помощью серийных магнитометров. При этом относительная напряженность рудных зон в 20—30 раз больше, чем нерудоносных участков месторождения.

Электропроводность сульфидно-редкометалльных руд в среднем в 1—2 млн. раз больше, чем вмещающих пород.

Высокие значения электропроводности и намагниченности скарново-вольфрамовых и апогранитово-сульфидно-вольфрамовых руд Койташского рудного поля — прямой поисковый признак глубинных скарново-сульфидно-редкометалльных рудных залежей.

Структурные особенности карбонатных пород как критерий прогноза

Как сказано выше, скарново-рудные тела вольфрамовых месторождений Южного Тянь-Шаня приурочены в основном к контакту карбонатных, карбонатно-терригенных пород с гранитоидными интрузиями. При этом внедрившийся интрузив, скарновый и последующие постмагматические процессы вызвали во вмещающих породах термально-метаморфические и локальные метасоматические изменения. Изучение этих эндогенных изменений вмещающих пород, а также их свойств дает возможность судить о последовательности и интенсивности проявления процессов, а также выявить участки наиболее интенсивного их проявления.

Под воздействием тепла интрузива и постмагматических флюидов вмещающие песчано-сланцевые породы переходят в роговики различного состава. При этом (Исмаилов, 1975) роговики, возникшие в зоне термального метаморфизма интрузива, отличаются по составу от роговиков, подвергшихся воздействию постмагматических растворов, и это можно использовать при оценке перспектив глубинных частей отдельных площадей как индикатор проявления постмагматической минерализации (см. гл. V).

Как показали исследования, известняки и доломиты в зоне термального метаморфизма и воздействия постмагматических растворов ведут себя по-разному. Здесь мы рассмотрим лишь структурные изменения в известняках под влиянием названных процессов, а изменения в доломитах будут описаны в главе VI.

Известняки в силу повышенной восприимчивости к метаморфизму вообще и к контактовому, в частности, в ореоле термального метаморфизма и влияния постмагматических растворов интенсивно осветляются и перекристаллизуются с укрупнением кальцитовых зерен. При этом степень перекристаллизации мраморов возрастает по мере приближения к контакту интрузива. В экзоконтакте интрузивных тел наблюдаются четко выраженные зоны в различной степени перекристаллизованных контактовых мраморов¹ и постепенная смена одних зон другими. В данном случае интенсивность перекристаллизации мраморов является функцией температуры, т. е. функцией интенсивности прогрева вмещающих пород внедрившимся интрузивом.

¹ Чтобы оттенить контактово-метаморфическое происхождение этих мраморов, мы считаем целесообразным называть их контактными, как это предлагали Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Е. А. Струве (1963).

Зональность в расположении разнозернистых мраморов по отношению к контакту интрузива часто нарушается — среди мелко- или среднезернистых контактовых мраморов отмечаются участки более крупнозернистых разновидностей. Это связано обычно с неглубоким залеганием дайки, скарново-рудного тела или апофизы интрузива, т. е. свидетельствует о дополнительной локальной термообработке таких участков.

Закономерное увеличение размеров кальцитовых зерен в мраморах с приближением к контакту интрузивных и скарново-рудных тел отмечается в скарново-вольфрамовых месторождениях



Рис. 3. Тонкозернистый серый органогенный известняк с прожилками осветления. М-ние Койташ, нат. величина.

Тянь-Шаня (Х. М. Абдуллаев, 1947; К. Л. Бабаев, 1954; Н. Н. Крылов, 1956; Е. А. Румянцев, М. Т. Троянов, Н. Д. Ушаков, Г. А. Абражеев, И. Х. Хамрабаев и др., 1971; М. И. Исмаилов и др., 1972; А. А. Бабаджанов, 1975 и др.), Дашкесана (А. С. Марфунин), Кузнецкого Алатау, Калифорнии и Канады (Х. М. Абдуллаев, 1947) и других регионов (Л. Н. Шабьнин, 1973) и, вероятно, характерно для известково-скарновых месторождений мира в целом.

Несмотря на столь широкое проявление этого процесса, его продукты — контактовые мраморы — изучены недостаточно детально.

Исследование характера перекристаллизации известняков на контакте со скарново-рудными телами, на безрудных — «сухих» участках контакта интрузива и на большом удалении от него показало, что в каждой из этих геологических позиций мраморы имеют определенную зернистость. Каждый описанный случай характеризуется проявлением определенного типа метаморфизма.

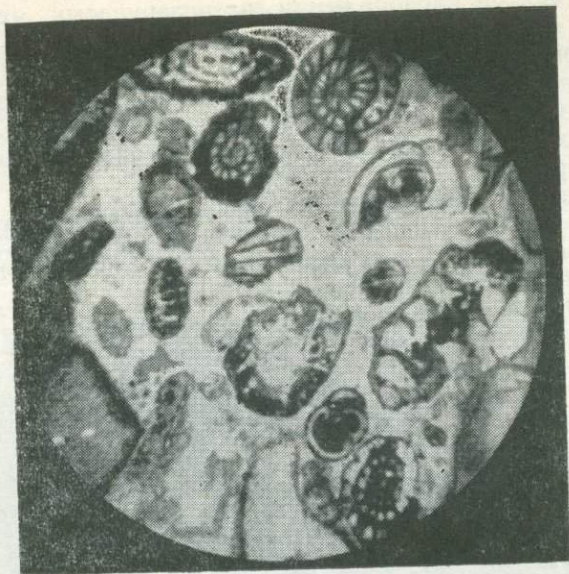


Рис. 4. Органогенный тонкозернистый известняк. Южное крыло Койташской мульды. Обр. 80, ув. 32.

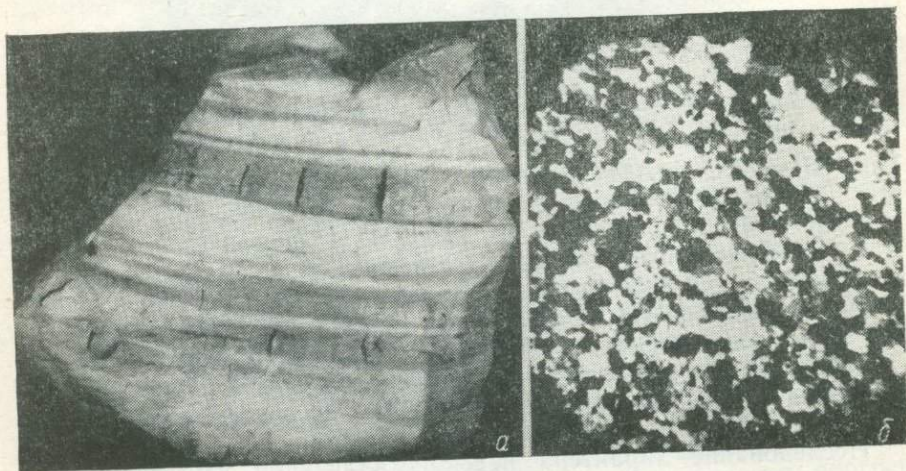


Рис. 5. Полосчатый мелкозернистый контактовый мрамор. М-ние Койташ.
 а — обр. 166, ум. 2 раза, б — 270, ув. 32.

Поэтому изучение контактовых мраморов дает возможность судить о типах метаморфизма, интенсивности их проявления и в результате выявить площади проявления того или иного типа метаморфизма.

Так, среднекарбонатные известняки, претерпевшие региональный метаморфизм на южном крыле Койташской мульды, пред-

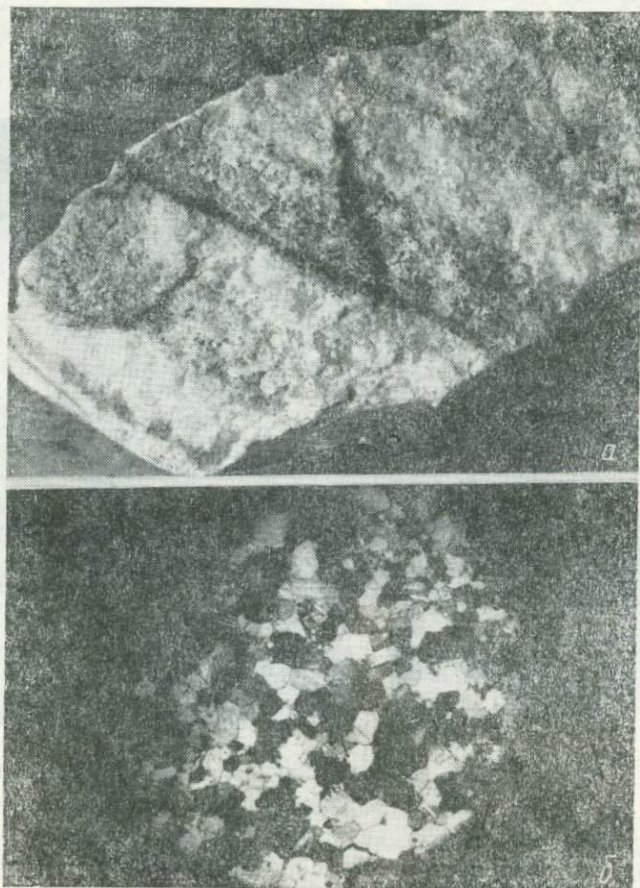


Рис. 6. Полосчатый среднезернистый контактовый мрамор. М-ше Лянгар.

a — обр. 2626, ум. 2 раза, *б* — 237, ум. 20,5.

ставлены темно-серыми, серыми, массивными и тонкоплитчатыми, тонкозернистыми разновидностями (рис. 3). Под микроскопом отмечаются единичные бластокристаллы кальцита, а также обилие органических остатков (рис. 4), часто замещенных кальцитом. Органические остатки в них видны и невооруженным глазом.

На участках проявления контактового метаморфизма развиты мелко-, средне-, редко крупнозернистые белые и полосчатые контактовые мраморы (рис. 5, 6, 7). Мелкозернистые разновидности обычно расположены на значительном расстоянии от контакта интрузива, а средне- и реже крупнозернистые — непосредственно на «сухом» (безрудном) контакте (рис. 12).

Среднезернистые мраморы располагаются там, где контактовая поверхность интрузива имеет крутонаклонное положение, а над пологозалегающими контактами интрузива иногда наблюдаются крупнозернистые разновидности мраморов небольшой мощности,

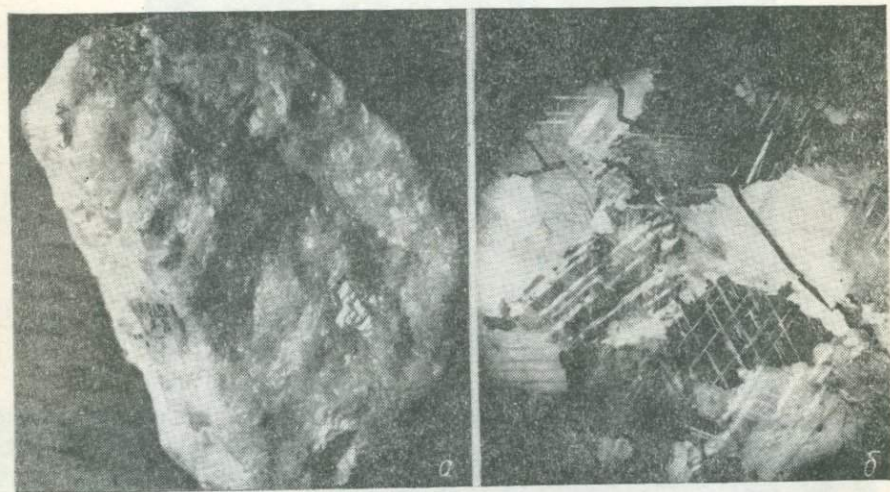


Рис. 7. Крупнозернистый контактовый мрамор м-ния Лянгар.

а — обр. 2652, ум. 2 раза, б — 253, ум. 32.

да и мощность среднезернистых разновидностей, располагающихся за ними, значительно больше, чем на крутом контакте. Это связано с тем, что на пологозалегающих контактовых поверхностях всякого бока интрузива тепловой поток более интенсивен (Хамрабаев, и др., 1973) и вмещающая толща больше подвергается перекристаллизации, чем породы вертикальных и крутонаклонных контактов.

Мраморы в зонах развития биметасоматических скарново-рудных тел представлены наиболее интенсивно перекристаллизованными гигантозернистыми разновидностями, размеры их зерен обычно порядка 10 мм, редко достигают 20—30 мм (рис. 8, 9). Располагаются они непосредственно за скарново-рудными телами, образуя ореолы, в некоторой степени повторяющие контуры этих тел.

Четкая приуроченность гиганто-, реже крупнозернистых контактовых мраморов к скарнам (рис. 10, 11, 12), совпадение их внешних контуров с контурами скарново-рудных тел и отсутствие

на «сухих» отрезках контакта интрузива дает нам основание рассматривать их как продукт дальнейшей интенсивной перекристаллизации мраморов (претерпевших контактовый метаморфизм) под действием постмагматических растворов.

Учитывая эту особенность контактовых мраморов, Г. А. Абражеев в 1963 г. на Джемском рудном поле задал шурф по круп-

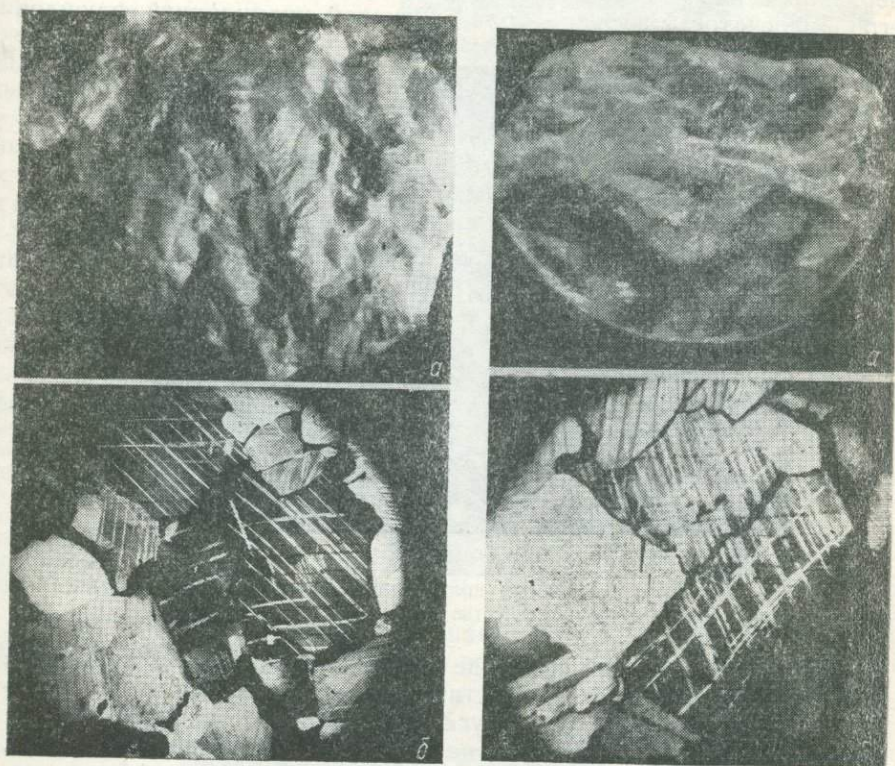


Рис. 8. Гигантозернистый контактовый мрамор. М-ние Койташ, Центр. уч.
а — обр. 132, ум. 2 раза, б — обр. 137, ув. 20,5.

Рис. 9. Гигантозернистый контактовый мрамор. М-ние Лянгар (главное рудное поле).

а — обр. 1241, ум. 2 раза, б — 6250, ув. 32.

нокристаллическим контактовым мраморам и на третьем метре вскрыл скарново-рудное тело.

Более интенсивная перекристаллизация мраморов на контакте со скарново-рудным телом, чем на «сухом» контакте интрузива, объясняется, во-первых, наложенном постмагматического метаморфизма на контактовый, во-вторых, тем, что постмагматические процессы характеризуются активным (обильным) участием

газово-жидких растворов. В присутствии же флюидов, как известно, перекристаллизация мраморов происходит значительно интенсивней, даже при более низких температурах.

Иногда внешняя часть зоны гигантозернистых мраморов имеет полосчатое строение — гигантозернистые мраморы чередуются с крупнозернистыми (рис. 11). Их полосчатость совпадает с первичным напластованием известняков и как бы подчеркивает его. Полосчатость вызвана более активной циркуляцией флюидов

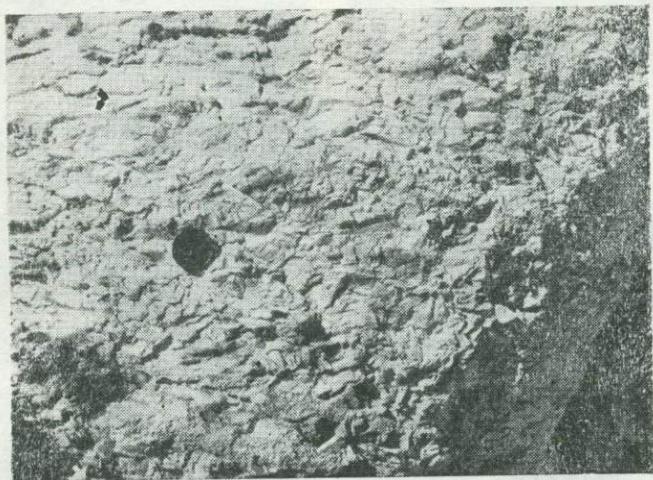


Рис. 10. Гигантозернистый контактовый мрамор. М-ние Лянгар. Главное рудное поле, устье штольни № 50.

по напластованию мраморов, где и образовались гигантозернистые разности. По химическому составу мраморы из различных полосок не отличаются друг от друга, что исключает влияние состава исходных карбонатных пород на степень их перекристаллизации.

Таким образом, мраморы, претерпевшие различные виды метаморфизма, различаются между собой по размерам, взаимному расположению зерен и другим структурно-текстурным особенностям (табл. 5). Поэтому структура и текстура мраморов содержат генетическую информацию и дают возможность судить о типе метаморфизма, интенсивности его проявления и т. д. Изучение структурно-текстурных и типоморфных особенностей мраморов представляет большой практический интерес.

Результаты исследований позволили нам выделить в изученных месторождениях пять разновидностей мраморов (табл. 5). В основу выделения положены размеры зерен, генетическая принадлежность к тому или иному типу метаморфизма, пространственное положение их по отношению к контакту интрузива и скарново-рудных тел и ряд физико-механических свойств.

Гигантозернистые, реже крупнозернистые контактовые мраморы указывают на проявление постмагматической минерализации и как надежный индикатор скарново-рудных тел могут быть использованы при оценке перспектив площадей на скрытое скарново-вольфрамовое оруденение. Для этого при поисково-оценочных работах необходимо оконтуривание на геологической карте исследуемой площади участков распространения разновидностей контактовых мраморов с выделением зон развития гиганто- и крупнозернистых разновидностей с одновременным отбором проб для детального изучения их типоморфных свойств.



Рис. 11. Пропластки гигантозернистых контактовых мраморов в крупнозернистых разновидностях. М-пале Лянгар, Центральный участок. Внешняя часть зоны развития гигантозернистых мраморов над устьем штольни № 50.

Следует отметить, что приведенная таблица не является классификацией мраморов по размерам зерен. В ней имеющиеся в ис-

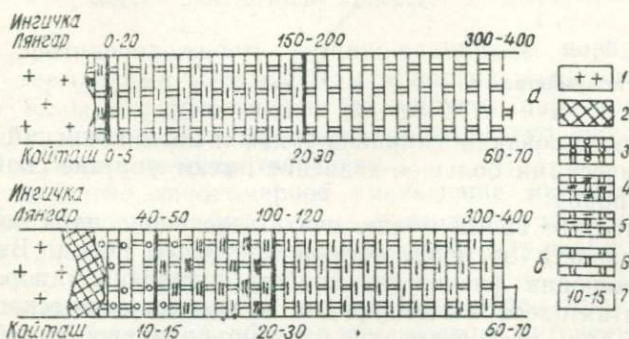


Рис. 12. Расположение и средние мощности разновидностей контактовых мраморов в зоне «сухого» (безрудного) контакта интрузива (а) и в зоне контакта со скарново-рудными телами (б).

1 — магматические образования, 2 — скарново-рудное тело; контактовые мраморы: 3 — гигантозернистые, 4 — крупнозернистые, 5 — среднезернистые, 6 — мелкозернистые, 7 — расстояние от контакта.

следуемых месторождениях разнозернистые мраморы по крупности зерен разделены так, что каждая разновидность характеризует определенные черты их происхождения.

Т а б л и ц а 5

Характеристика морфологических разновидностей контактовых мрам

Разновидность	Размер зерен, мм	Цвет	Вид метаморфизма	Положение относительно контакта интрузива и скарново-рудных тел
Тонкозернистый известняк	<0,25	Серый светло-серый	Региональный	За фронтом термального метаморфизма
Мелкозернистый контактовый мрамор	0,25—1,0	Светло-серый, полсчатый	Региональный, слабый, контактовый	Внешние части фронта термального метаморфизма
Среднезернистый контактовый мрамор	1,0—3,0	Полосчатый, белый	Региональный, контактовый	В безрудных участках в непосредственном контакте интрузива. В участках развития скарново-рудной минерализации за гиганто- и крупнозернистыми разностями
Крупнозернистый контактовый мрамор	3,0—10,0	Белый молочно-белый	Региональный, контактовый, постмагматический	Редко на «сухих» отрезках контакта. За гигантозернистыми разностями или на контакте со скарново-рудными телами
Гигантозернистый контактовый мрамор	>10,0	Молочно-белый, полупрозрачный	Региональный, контактовый, постмагматический	На контакте рудных тел, образуя внешний ореол, повторяя их контуры

Упругие свойства

В формировании скарново-рудных месторождений наравне с теплофизическими большое значение имеют упругие свойства вмещающих пород.

В настоящее время можно считать установленной зависимость упругих свойств от пористости и плотности пород. Выше отмечалась эволюция физических свойств вмещающих пород в процессе контактового метаморфизма и постмагматического метасоматизма. Так, ороговикование песчано-сланцевой толщи в зоне термального метаморфизма уменьшает пористость, что, в свою очередь, приводит к увеличению упругих параметров пород (табл. 6). Упругие параметры у гранитоидных пород ниже, чем у роговиков. Понижение их отмечается в участках вторичных изменений.

Упругие свойства мраморов нами исследованы более детально, так как они являются основной средой для развития скарново-рудных тел изученных месторождений.

оров скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана

Форма залегания	Примесь	Микроструктура
Пласты	Битумное вещество, глинистые частицы, кварц, полевые шпаты	Четко выраженные органические остатки, зерна, тесно сросшиеся между собой. Отдельные зерна, сдвойникованы в одном направлении. Равномернозернистая
Пласты	Графит, кварц, биотит, полевые шпаты, реже сульфиды и др.	Контуры зерен зубчатые, тесно сросшиеся между собой. Зерен с двойниковыми полосками около 10—15%. Двойникование в одном направлении
Пласты, зоны	Кварц, биотит, пироксены, гранаты, хлорит, сульфиды и др.	Края зерен плавно-извилистые. Двойникование зерен более интенсивное (40—60%). Неравномернозернистая, иногда с межзерновой грануляцией
Зоны, участки	Гранаты, пироксены, везувиан, биотит, кварц, хлорит, сульфиды и др.	Форма зерен изометричная. Все зерна с двойниковыми полосками, пересекающимися между собой. Гранобластовая, редко зубчатозернистая. Неравномернозернистая
Зоны, участки	Те же включения, что в крупнозернистых, но больше	Края зерен ровные. Двойникование зерен полное. Двойниковые полоски пересекаются между собой, изгибаются и смещаются. Гранобластовая. Равномернозернистая

В противоположность песчано-сланцевым породам в известняках термальный метаморфизм и постмагматические преобразования вызывают уменьшение их упругих параметров. Эти особенности кальцитовых мраморов также четко фиксируются данными изучения их микротвердости.

Установлено закономерное уменьшение микротвердости (H_M) кальцитовых зерен контактовых мраморов с увеличением их размеров (рис. 13) и с приближением к контакту скарново-рудных тел (Бабаджанов, 1974).

Уменьшение твердости кальцитовых зерен мраморов с увеличением их размеров обусловлено ростом интенсивности двойникования, микротрещин по спайности, вторичных включений и др. Здесь показательна четкая отрицательная зависимость между твердостью и количеством импульсов декрепитации кальцитовых зерен мраморов. Вероятно, этим объясняется и более низкое значение микротвердости кальцитовых зерен среднезернистых кон-

тактовых мраморов, взятых из экзоконтакта скарново-рудных тел, чем мраморов с такими же размерами зерен, но расположенных на «сухом» контакте.

Как показали исследования, с увеличением размеров зерен мраморов твердость контактовой поверхности между зернами, характеризующая прочность силы связи между ними (Красинова,

Таблица 6

Скорость распространения продольных волн (V_p) в контактовых мраморах, км/сек

Скоростная группа (по А. В. Волину)	Разновидность контактовых мраморов (по А. А. Бабджанову)	По А. В. Волину			По А. А. Бабджанову*			
		кол-во опред.	мин. значен. V_p	макс. значен. V_p	кол-во опред.	мин. значен. V_p	макс. значен. V_p	среди.
I	Гигантозернистые	135	2,7	3,0	7	2,40	3,72	2,54
II	Крупнозернистые		3,6	3,9	10	3,25	4,30	3,63
III	Среднезернистые		4,2	4,5	12	3,66	4,75	4,35
IV	Мелкозернистые		4,8	5,1	13	4,00	5,50	4,41
	Тонкозернистые				6	5,99	6,27	6,13

* Значение V_p определено с помощью ультразвукового метода О. Нурматовым в лаборатории экспериментального моделирования геологических процессов ИГГ АН УзССР.

1971), уменьшается. Между прочностью силы связи между зернами и твердостью самих зерен существует прямая зависимость (рис. 14).

В тонкозернистых мраморах твердость контакта между зернами колеблется в пределах 135—160 кг/мм², в мелкозернистых—120—140, среднезернистых—120—130, крупно- и гигантозернистых—100—120 кг/мм².

Такая закономерность объясняется тем, что зерна в процессе перекристаллизации стремятся к равновесной форме, позволяющей им иметь минимальную поверхностную энергию при данном объеме, и чем интенсивнее перекристаллизована порода, тем больше в ней зерен с гладкими гранями со слабой адсорбционной способностью. Молекулярная сила сцепления между мелкими зернами больше, чем между крупными (Ржевский, Новак, 1964; Красинова, 1971; Жабин, 1975; Исмаилов, 1975; и др.).

Итак, установлено, что микротвердость кальцитовых зерен мраморов и сила связи между зернами обратно пропорциональны их размерам. С увеличением размеров зерен мраморов отмечается также уменьшение их прочностных характеристик в целом (рис. 15). Крупно- и гигантозернистые контактовые мраморы нередко представлены «рассыпчатыми» разностями, которые разрушаются при слабом ударе молотком. Это связано с уменьше-

нием силы связи между зернами, возрастанием пористости и интенсивности двойникования кальцитовых зерен.

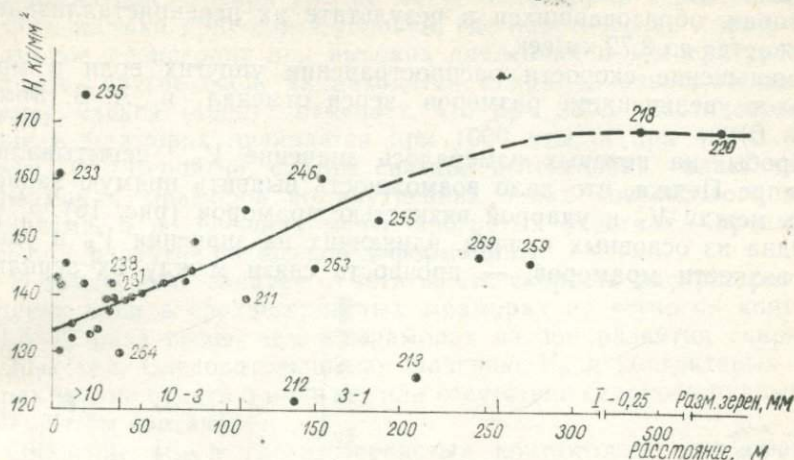


Рис. 13. Зависимость микротвердости кальцитовых зерен (H) контактовых мраморов м-ния Лянгар от размеров их зерен и расстояния от контакта интрузива.

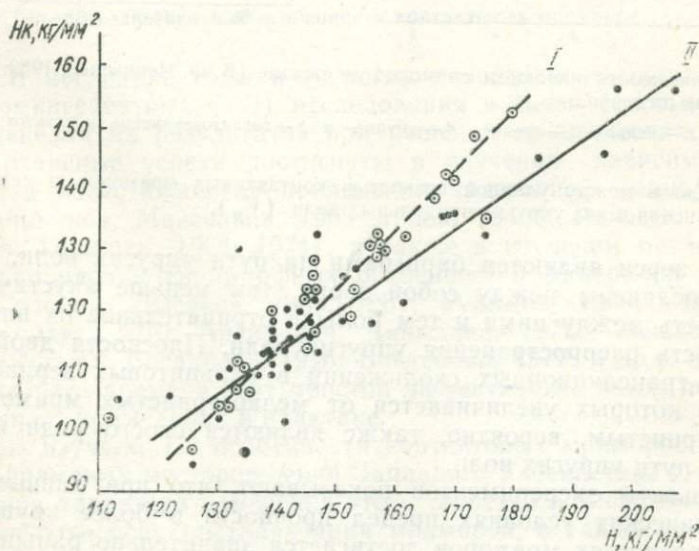


Рис. 14. Зависимость микротвердости зерен (H) от прочности связи между зернами кальцитов (H_k) из мраморов м-ний Койташ (I) и Лянгар (II).

Значение V_p в контактовых мраморах колеблется в широких пределах и уменьшается с увеличением размеров их зерен (табл. 6).

Так, в мелкозернистых известняках значение V_p колеблется в пределах 5,39—5,99 км/сек, а в гигантозернистых контактовых мраморах, образовавшихся в результате их перекристаллизации, понижается до 2,72 км/сек.

Уменьшение скорости распространения упругих волн в мраморах с увеличением размеров зерен отмечал и А. В. Волин (табл. 6).

Пробы, на которых измерялось значение V_p , испытывались на копре Педжа, что дало возможность выявить прямую зависимость между V_p и ударной вязкостью мраморов (рис. 16).

Одна из основных причин, влияющих на значения V_p и ударной вязкости мраморов, — прочность связи между их зернами.

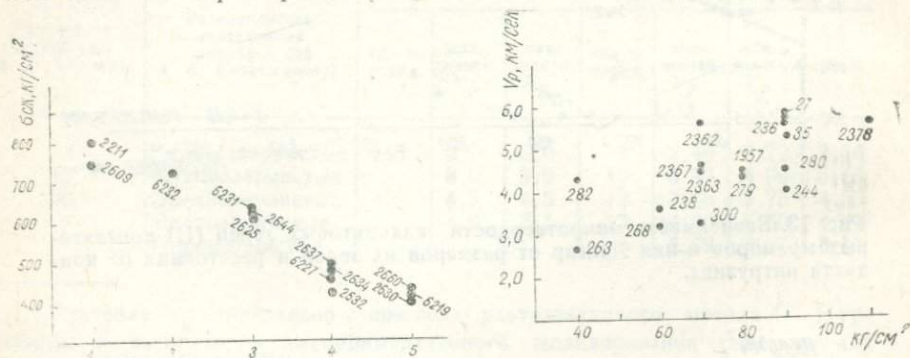


Рис. 15. Зависимость прочности мраморов на сжатие (В. Ф. Чернышев, 1982; и др.) от размеров их зерен.

1 — тонко-, 2 — мелко-, 3 — средне-, 4 — крупно- и 5 — гигантозернистые контактовые мраморы.

Рис. 16. Связь между ударной вязкостью контактовых мраморов и скоростью распространения в них упругих продольных волн (V_p).

Границы зерен являются барьерами на пути упругих волн. Чем слабее соединены между собой зерна, тем меньше акустическая поверхность между ними и тем больше отрицательное их влияние на скорость распространения упругих волн. Плоскости двойникования и трансляционных скольжений в кальцитовых зернах, количество которых увеличивается от мелкозернистых мраморов к крупнозернистым, вероятно, также являются своего рода барьерами на пути упругих волн.

Результаты экспериментов показывают, что при равных термодинамических условиях предел прочности в более крупнозернистых разностях мраморов достигается значительно раньше, чем в мелкозернистых, т. е. пластическая деформация в крупнозернистых разностях происходит раньше, чем в мелкозернистых. Как известно, пластическая деформация повышает проницаемость пород. Следовательно, при равных термодинамических условиях проницаемость крупнозернистых разностей мраморов больше, чем

мелкозернистых. Однако результаты, полученные по образцам при комнатной температуре, не могут быть прямо перенесены для характеристики природных условий, где пластическая деформация мраморов происходит при высоких давлениях и температурах, от которых упругие свойства находятся в прямой зависимости. Например, Heard (1960)* отмечает, что при 25°C пластическое течение в мраморах начинается при 1000 атм, а при 480°C — при 1 атм. (!). Вероятно, с этим связана интенсивная пластическая деформация мраморов во внутренних зонах контактового метаморфизма, а во внешних менее прогретых участках — преимущественное развитие разрывной деформации.

В заключение следует отметить, что скорость распространения упругих волн в среднезернистых мраморах из «сухого» контакта в 1,5—2 раза выше, чем в мраморах из зон развития скарново-рудных тел. Следовательно, по значению V_p в контактовых мраморах можно судить о наличии или отсутствии скарново-рудных тел на скрытом контакте.

Значение V_p в гигантозернистых контактовых мраморах не превышает 3,3 км/сек, что предлагается при интерпретации данных сейсморазведки рассматривать как индикатор скрытых скарново-рудных тел.

Термолюминесцентные особенности контактовых мраморов

В последние годы в геологии интенсивно развиваются термолюминесцентные (ТЛ) исследования в связи с возможностями применения их результатов при решении практических вопросов. Значительные успехи достигнуты в изучении зависимости ТЛ свойств известняков от проявления эндогенной минерализации (Овчинников, Максенов, 1963, 1965а, 1965б; Ракчеев, 1962; Кононов, Тарашан, 1968, 1974), а также в изучении метасоматитов и установлении типоморфных особенностей минералов (Василенко, Головин, Лысаков, 1966, 1969; Гулямов, 1969; Великанов, Шелкопляс, 1970; Архипович, Давыдова, 1972; Лысаков и др., 1972; Эшкин, Богданова, 1976; Богданова, 1977; и др.). Однако до настоящего времени этот простой эффективный метод не получил широкого применения в практике.

Мы изучили ТЛ особенности контактовых мраморов скарново-вольфрамовых месторождений Западного Узбекистана с целью выявления характера изменения этого свойства в зависимости от интенсивности перекристаллизации мраморов, а также возможности использования ТЛ свойств мраморов в качестве индикатора скрытого скарново-редкометалльного оруденения и применения его для прогнозов.

* По А. Г. Жабину (1971).

Термолюминесцентные кривые снимались в ЦХЛ Министерства геологии УзССР оператором М. Т. Гугуци на приборе УТЛ-1 при следующих условиях: навеска 250 мг; напряжение нагрева 0,4—0,5 в; скорость нагрева 100°С мин., оптимальное рабочее напряжение на ФЭУ 1100 в.

Мы провели сравнительное изучение ТЛ свойств контактовых мраморов из экзоконтакта скарново-рудных тел, из зоны «сухого»

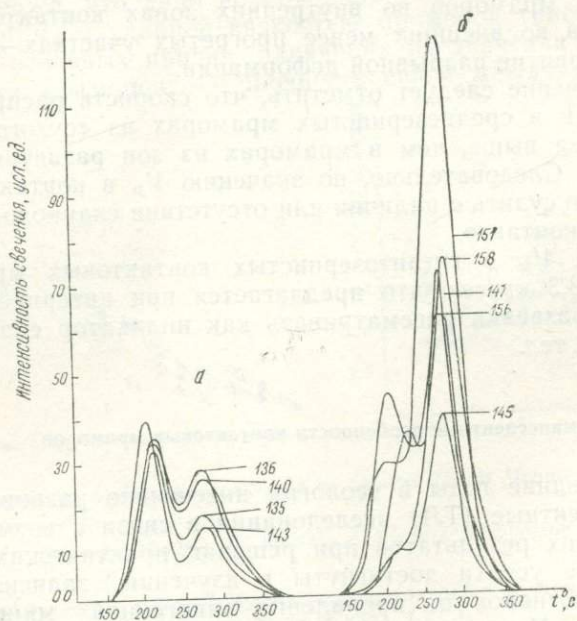


Рис. 17. Характер кривой ТЛ контактовых мраморов.
а — вблизи скарново-рудных тел, б — в удалении от них.

контакта интрузива, кернов скважин, а также известняков, не затронутых контактовым метаморфизмом.

Для исследованных карбонатных пород характерны кривые ТЛ с двумя максимумами свечения: низкотемпературным в интервале 210—230°С и высокотемпературным — 275—295 (рис. 17).

Анализ полученных результатов показал, что во всех изученных нами месторождениях интенсивность ТЛ мраморов уменьшается с приближением к контакту интрузивных и скарново-рудных тел. Так, на месторождении Койташ (Бабаджанов и др., 1975) интенсивность высокотемпературного максимума высвечивания ТЛ (I_2) у известняков, не затронутых контактовым метаморфизмом, наиболее высокая (150—250 усл. ед.), а у крупно- и гигантозернистых контактовых мраморов, образовавшихся за счет перекристаллизации тех же известняков на контакте интрузива,

значение I_2 уменьшается до 10—40 усл. ед. Общая светосумма ТЛ (S) также убывает от известняков (375—625 усл. ед.) к гигантозернистым мраморам (35—180 усл. ед.).

Уменьшение интенсивности ТЛ контактовых мраморов характерно как для «сухих» участков контакта интрузива, так и для участков со скарново-рудной минерализацией. В изученных месторождениях эта закономерность свидетельствует о термальной обработке (обесвечивание) контактовых мраморов, а сведений о проявлении постмагматической минерализации не дает. Характе-

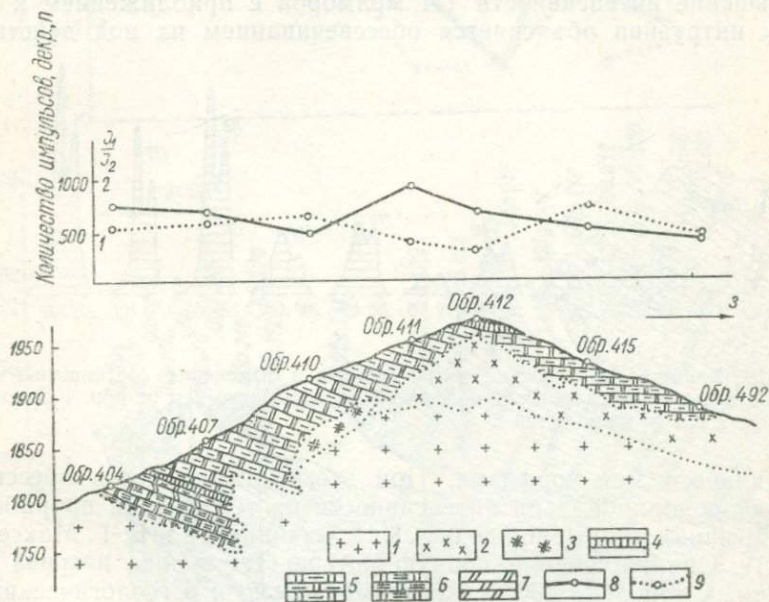


Рис. 18. Характер поведения значения n и $\frac{I_1}{I_2}$ в мраморах на «сухих» контактах интрузива м-ния Лянгар, 550 м к северу от Северного участка.

1 — биотитовые граниты, 2 — диориты, 3 — лейкократовые граниты, 4 — известково-силикатовые роговики, 5 — крупно- 6 — среднезернистые контактовые мраморы, 7 — доломитовые мраморы, 8 — количество импульсов декрепитации (n), 9 — значение отношения низкотемпературного пика кривой ТЛ к интенсивности высокотемпературного пика $\left(\frac{I_1}{I_2}\right)$.

ристикой ТЛ, указывающей на проявление постмагматической минерализации, служит отношение интенсивности низкотемпературного пика к высокотемпературному (I_1/I_2).

Так, в разрезах через «сухой» контакт интрузива с приближением к интрузивному телу при общем понижении интенсивности ТЛ значение I_1/I_2 остается неизменным (рис. 18), а по приближению к скарново-рудным телам — постепенно возрастает (рис. 19, 20, 21).

Эта закономерность характерна для контактовых мраморов экзоконтакта всех изученных месторождений. Она позволяет отличать мраморы из контакта скарново-рудных тел от мраморов из «сухого» контакта интрузива, т. е. повышение I_1/I_2 ТЛ контактовых мраморов служит индикатором проявления постмагматической минерализации.

Исходя из экспериментальных данных о необратимости процесса термовывесчивания (Овчинников, Максенков, 1963, 1965; Василенко и др., 1966; Великанов, Шелкопляс, 1970; и др.), уменьшение интенсивности ТЛ мраморов с приближением к контакту интрузива объясняется обесвечиванием их под действием

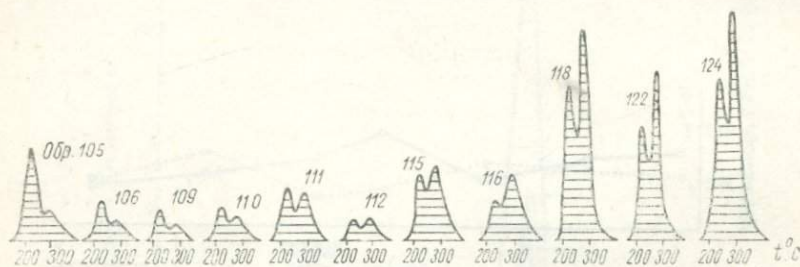
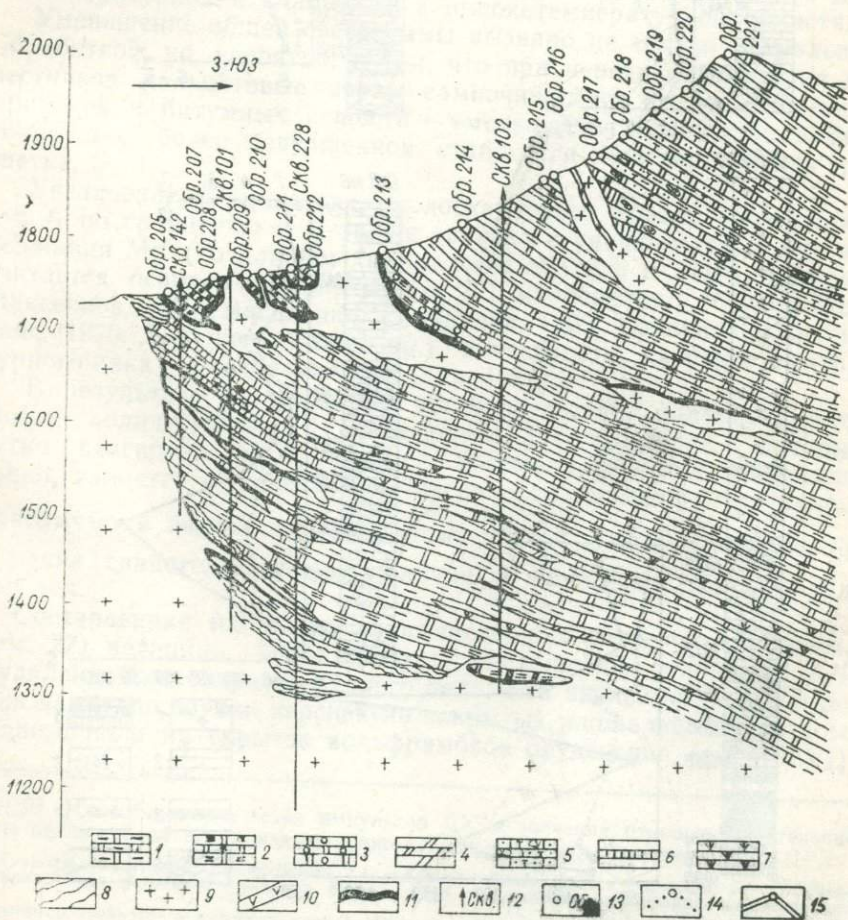
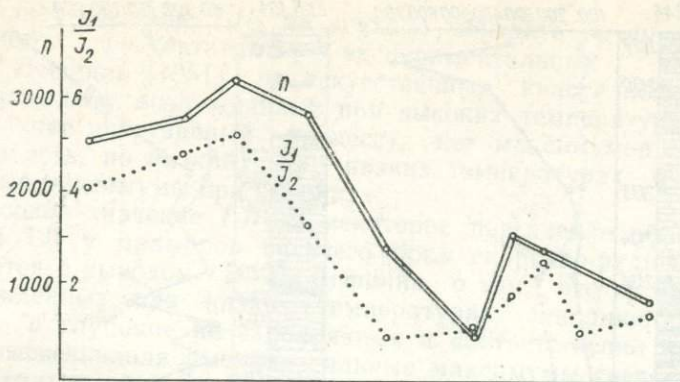


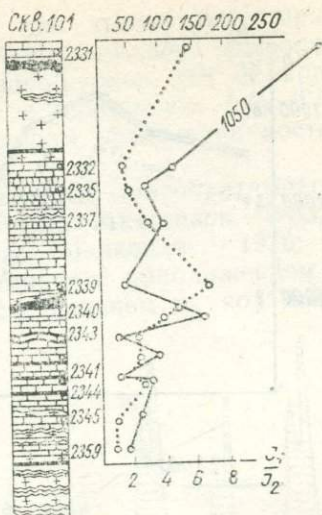
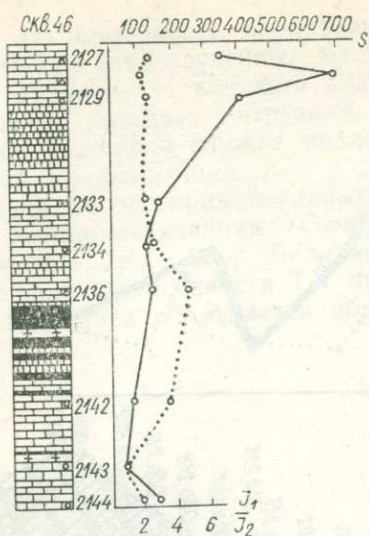
Рис. 19. Характер уменьшения интенсивности и изменения соотношения пиков ТЛ контактовых мраморов с приближением к контакту (2 м от обр. 105) скарново-рудных тел (м-ние Койташ).

термального метаморфизма. При этом интенсивность обесвечивания пропорциональна интенсивности их термальной проработки. Аналогичные данные приводят Л. Н. Овчинников и В. Г. Максенков (1963). Они наблюдали полную потерю ТЛ в зоне нагрева карбонатных пород до 400°C экспериментально и в геологических условиях на контакте с гранитоидной интрузией. Однако исследованные нами контактовые мраморы, даже непосредственно из контакта интрузива, светятся с различной интенсивностью. Эта светосумма отражает степень заполнения различных уровней захвата в кристаллической решетке карбоната после их термовывесчивания под действием внедрившегося интрузива.

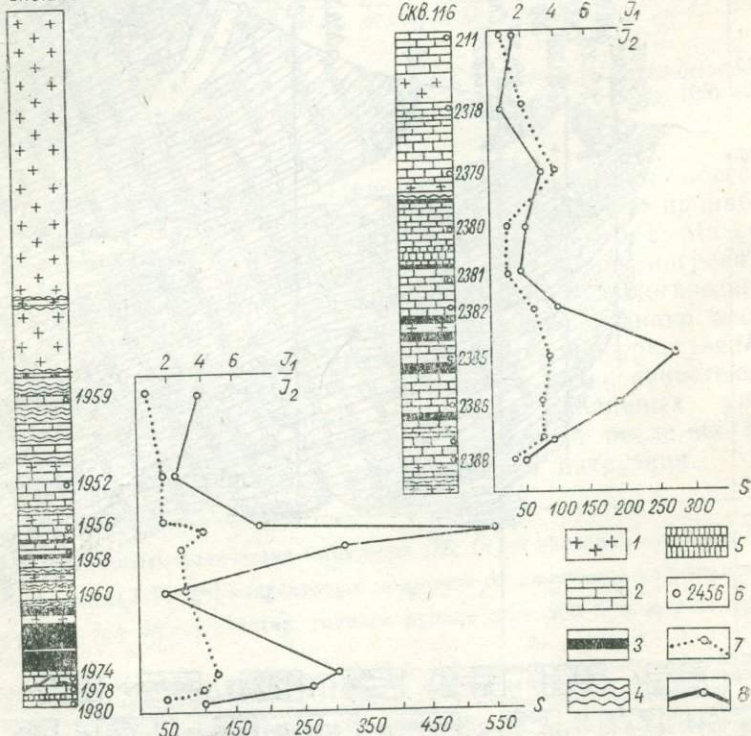
Рис. 20. Зависимость количества импульсов ДК (n) и значения отношения интенсивностей пиков ТЛ ($\frac{I_1}{I_2}$) контактовых мраморов от наличия и удаленности скарново-рудных тел. М-ние Лянгар, главное рудное поле 200 м к югу от устья шт. Южная.

1 — средне, 2 — крупно-, 3 — гигантозернистые контактовые мраморы, 4 — доломитовые мраморы, 5 — черные (с графитом) мраморы с пропластками роговиков и вкрапленностью амфиболов, 6 — известково-силикатовые роговики, 7 — пироксен-пелешопатовые роговики, 8 — сланцы, 9 — граниты биотитовые, 10 — кварцевые жилы, 11 — скарново-рудные тела, 12 — скважины, пробуренные до 1959 г. 13 — места отбора проб, 14 — значение отношения низкотемпературного пика кривой ТЛ к высокотемпературному ($\frac{I_1}{I_2}$) — 15 — количество импульсов декрепитации (n).





CKB.229



Низкое значение I_1/I_2 на «сухом» контакте интрузива можно объяснить результатами экспериментальных наблюдений В. П. Левшина (1951) на искусственных кристаллофосфорах — «у кристаллов, возбужденных при высоких температурах (в данном случае интрузивный процесс), нет максимумов (в нашем случае есть, но низкий) при низких температурах и имеются сильные максимумы при высоких».

Высокое значение I_1/I_2 и некоторое повышение общей светосуммы ТЛ у мраморов всякого бока скарново-рудных тел согласуется с выводом В. П. Левшина о том, что «у кристаллов, возбужденных при низких температурах, заполняются мелкие уровни, а глубокие не заполняются и соответственно на кривых термовысвечивания имеются сильные максимумы свечения в низкотемпературной и слабые — в высокотемпературной областях».

Уменьшение общей светосуммы вызвано не только термальной обработкой, но, вероятно, и тем, что при перекристаллизации известняков кальцитовые зерна самоочищаются от механических примесей и битумных веществ — уменьшается количество дефектоловушек, более совершенной становится кристаллическая решетка.

Увеличение в мраморах околоскарнового ореола интенсивности I_1 по сравнению с I_2 также связано с увеличением в них содержания Mn (по данным химического анализа и ЭПР), который считается основным активатором ТЛ карбонатов (Овчинников, Максенов, 1963; Василенко, Вартанова, 1963; Великанов, Шелкоплас, 1970, Тарашан, 1974 и др.), в частности, их низкотемпературного пика высвечивания (Медлин, 1971).

В результате исследований установлено, что наиболее устойчивым количественным показателем ТЛ мраморов, который чутко реагирует на проявление постмагматической минерализации, является отношение интенсивности низкотемпературного максимума к высокотемпературному (I_1/I_2). Повышение этого отношения свидетельствует о наличии и близости скарново-рудных тел.

Составленная на основе многочисленных разрезов диаграмма (рис. 22) наглядно характеризует уменьшение отношения I_1/I_2 с удалением от скарново-рудного тела. Эта зависимость использована нами для оценки перспектив закрытых площадей Лянгарского рудного поля на скрытое вольфрамное оруденение (см. гл. VI).

Рис. 21. Изменение количества импульсов ДК и значения отношения интенсивности пиков кривой ТЛ вблизи скарново-рудных тел м-ния Лянгар.

1 — граниты биотитовые, 2 — мраморы, 3 — скарново-рудные тела, 4 — сланцы, 5 — известково-силикатовые роговики, 6 — места отбора проб, 7 — значение отношения интенсивности низкотемпературного максимума кривой ТЛ к интенсивности высокотемпературного (I_1/I_2), 8 — общая светосумма ТЛ (S).

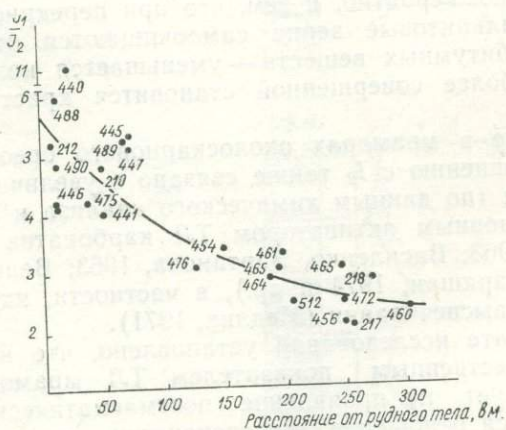
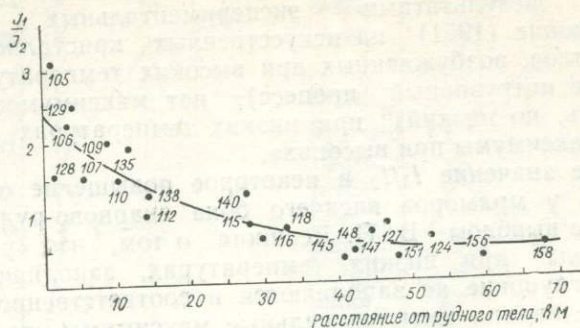


Рис. 22. Зависимость отношения интенсивности низкотемпературного пика кривой ТЛ к высокотемпературному (I_1/I_2) от расстояния до скарново-рудного тела.

а — Койташ, б — Лянгар

Декрепитационные особенности карбонатных пород

Существует большое количество работ, указывающих на высокую эффективность декрепитационного (ДК) метода в поисках слепых рудных тел, выявлении различных генераций минералов, оконтуривании метасоматически и гидротермально измененных зон и решении других практических задач геологии.

Изучая ДК свойства карбонатных пород скарново-редкометалльных месторождений, мы ставили перед собой следующие задачи:

а) отличить этим методом мраморы различного состава, в том числе апоизвестняковые кальцитовые от кальцитовых, разлитых по доломитам;

б) определить характер изменения декрепитационной активности контактовых мраморов в зоне контактового метаморфизма и вблизи скарново-рудных тел;

в) выяснить возможность использования декрепитационных свойств разновидностей (по размерам зерен) мраморов в качестве индикатора скрытого скарново-редкометалльного оруденения.

Изучение большого разнообразия карбонатных пород полиформационного скарново-шеелитового месторождения Ингичка

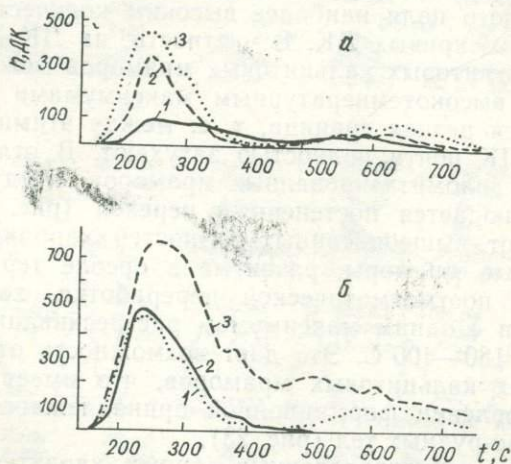


Рис. 23. Кривые декрепитации.

а — доломитов, распространенных на значительном удалении от интрузива (1), доломитов, расположенных вблизи рудных тел (2), аподоломитовых кальцитовых мраморов (3, б, 1), б — апоизвестняковых кальцитовых мраморов (2), доломитизированных мраморов с пустотами выщелачивания (3).

(гл. VI. 3) показало, что по характеру кривых ДК карбонатные породы различного состава и генезиса четко различаются между собой (рис. 23).

Например, плотные мелкозернистые, светло-серые, искристые доломиты, расположенные на значительном удалении от контакта интрузива и скарново-рудных тел, характеризуются кривыми ДК с двумя максимумами растрескивания — высоким в интервале температур 180—400°C и низким — 450—700°C.

Вблизи магнезиально-скарновых тел количество импульсов ДК этих доломитов увеличивается. Дальнейшее повышение количества импульсов ДК доломитов отмечается в участках их раздоломичивания. Это в общем вполне закономерно. Вблизи скарново-рудных тел доломиты подвергаются обработке «отработанными» трансмагматическими и постмагматическими раство-

рами, в участках наиболее интенсивной переработки этими растворами отмечается раздоломичивание доломитов и соответственно здесь отмечается наиболее высокая ДК активность мраморов. Однако кривые ДК аподоломитовых кальцитовых мраморов такие же, как у доломитов — с двумя максимумами растрескивания.

Доломитизированные мраморы с пустотками выщелачивания, широко развитые на крупных водоразделах района месторождения, возникшие, вероятно, в результате переработки поверхности обычных мраморов солеными водами мелового моря или гальмиролиза (гл. VI), имеют кривые ДК с двумя максимумами свечения. Они четко отличаются от остальных разностей карбонатных пород рудного поля наиболее высоким количеством импульсов и характером кривых ДК. В частности, на ДК кривых доломитов и аподоломитовых кальцитовых мраморов между низкотемпературным и высокотемпературным максимумами растрескивания наблюдается резкая граница, т. е. между этими максимумами импульсы ДК почти полностью затухают. В отличие от них, на ДК кривых доломитизированных мраморов между двумя максимумами наблюдается постепенный переход (рис. 23).

В отличие от вышеописанных разностей карбонатных пород, апоизвестняковые мраморы, развитые в ореоле термального метаморфизма и постмагматической переработки, характеризуются ДК кривыми с одним максимумом растрескивания в интервале температур 180—400°C. Это дает возможность отличать их от аподоломитовых кальцитовых мраморов, что имеет важное значение в установлении формационной принадлежности связанных с ними скарново-рудных тел (рис. 23).

Как видно из вышеприведенных данных, характер и интенсивность декрепитационных кривых карбонатных пород различного состава и генезиса довольно четко различаются. Поэтому при изучении влияния того или иного эндогенного процесса на ДК свойства необходимо рассматривать эти изменения в карбонатных породах различного состава раздельно.

Для выяснения возможности использования декрепитационных свойств карбонатных пород в качестве индикатора скрытого оруденения мы детально изучили характер изменения этого свойства контактовых мраморов (развитых по известнякам) вблизи интрузивных и скарново-рудных тел. Выбор объектом исследования именно контактовых мраморов, развитых по известнякам, объясняется приуроченностью основных промышленных скарново-рудных тел изученных месторождений к контакту апоизвестняковых мраморов с гранитоидными породами (гл. VI).

Как отмечалось выше, для апоизвестняковых контактовых мраморов характерны ДК кривые с одним максимумом растрескивания в интервале температур 200—400°C. При этом разнозернистые контактовые мраморы по температурному интервалу ано-

мального растрескивания не отличаются друг от друга, но довольно четко различаются по количеству импульсов.

Нами изучено изменение количества импульсов ДК известняков одной пачки в зависимости от нахождения их в различной геологической позиции (рис. 24).

В первом ряду приведены ДК кривые проб, взятых по разрезу через южное крыло Койташской мульды, где породы

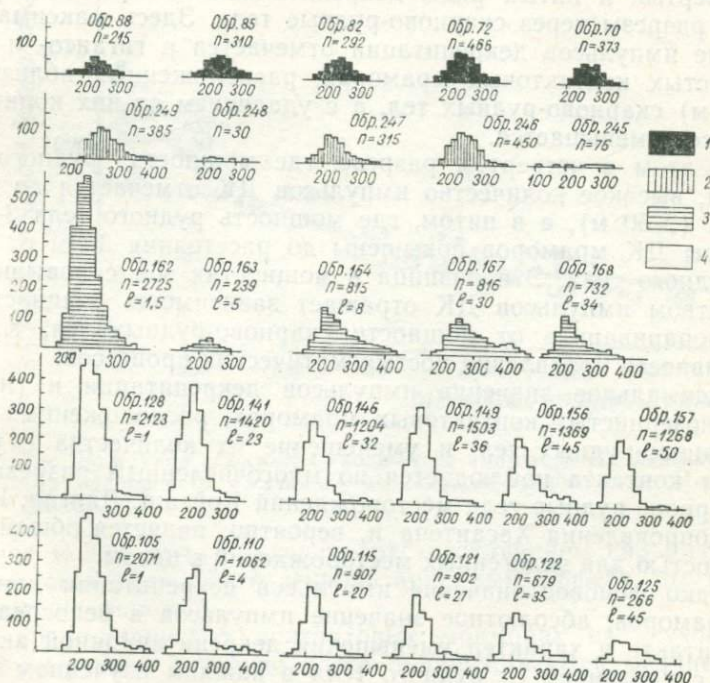


Рис. 24. Изменение декрепитационной (ДК) активности контактовых мраморов Койташского поля по разрезам через:

1 — южное крыло Койташской мульды, 2 — Хаузбулакский надвиг, 3 — «сухой» контакт интрузива, 4 — вблизи скарново-рудных тел Центрального участка (в четвертом разрезе мощность рудного тела 7—10 м, а в пятом 3—4 м); n — количество импульсов ДК, l — расстояние до контакта интрузива (3) и скарново-рудного тела (4).

не затронуты контактовым метаморфизмом и представлены известняками с многочисленными, замещенными кальцитом, органическими остатками (см. рис. 3). Они имеют низкое количество импульсов ДК (до 500).

Второй ряд характеризует пробы, взятые по разрезу через карбонатную пачку в зоне Хаузбулакского надвига. Здесь названные известняки перекристаллизуются и представлены мелкозернистыми мраморами с размерами зерен 0,25—1 мм. Количество импульсов их ДК такое же, как у известняков, а в некоторых пробах значительно ниже, причиной чего может быть их интенсивная пластическая деформация в зоне надвига.

Третий ряд представляет собой разрез через карбонатную толщу на «сухом» — бескарновом безрудном контакте интрузива. Мраморы здесь представлены белыми среднезернистыми разностями с гранобластовой структурой с размером зерен 1—3 мм. Декрепитационная активность их заметно выше, чем у описанных разностей, что объясняется появлением в них вторичных включений, о которых будет сказано ниже.

Четвертый и пятый ряды декрепитационных кривых характеризуют разрезы через скарново-рудные тела. Здесь максимальное значение импульсов декрепитации отмечается в гиганто- и крупнозернистых контактовых мраморах, расположенных вблизи (до 10—15 м) скарново-рудных тел, а с удалением от них количество импульсов уменьшается.

При этом в четвертом разрезе, где мощность рудного тела 7—10 м, высокое количество импульсов ДК отмечается до конца разреза (>50 м), а в пятом, где мощность рудного тела 3—4 м, импульсы ДК мраморов повышены до расстояния 30 м от скарново-рудного тела. Эта разница в мощностях зон с повышенным количеством импульсов ДК отражает зависимость мощности зоны «пропаривания» от мощности скарново-рудных тел, т. е. от интенсивности проявления постмагматических процессов.

Максимальное значение импульсов декрепитации в гиганто- и крупнозернистых контактовых мраморах, расположенных вблизи скарново-рудных тел, и уменьшение их количества с удалением от контакта наблюдается по многочисленным разрезам через скарново-рудные тела месторождений Койташ, Лянгар, Ингичка, рудопроявления Хасантепа и, вероятно, является общей закономерностью для эндогенных месторождений в целом.

Однако фоновое значение импульсов декрепитации контактовых мраморов, абсолютное значение импульсов в непосредственном контакте и характер уменьшения декрепитационной активности их с удалением от рудного тела в каждом изученном месторождении различны. Поэтому относительное увеличение количества импульсов ДК успешно может быть использовано при выявлении локальных участков постмагматической проработки, а для количественной оценки расстояния до скарново-рудных тел необходимо составить диаграмму, отражающую зависимость количества импульсов декрепитации контактовых мраморов от расстояния до скарново-рудных тел (рис. 25). Кривые для каждого месторождения будут различны.

Обсуждая причины декрепитационного эффекта в контактовых мраморах, следует отметить, что большинство исследователей связывают его с взрыванием газово-жидких включений в их кальцитовых зернах, а некоторые (Долгов, 1965, Боболович, 1972 и др.) — с растрескиванием кальцитовых зерен по спайности.

Наши исследования показали, что импульсы декрепитации в контактовых мраморах обусловлены как взрыванием включений, так и растрескиванием по спайности, но не исключены и другие

причины, например, растрескивание, вызываемое разностью термического расширения кальцитовых зерен и твердофазовых включений в них.

В тонкозернистых известняках, не подвергшихся контактовому метаморфизму, вторичные включения нами не обнаружены. Однако выявлено значительное количество импульсов декрепитации,

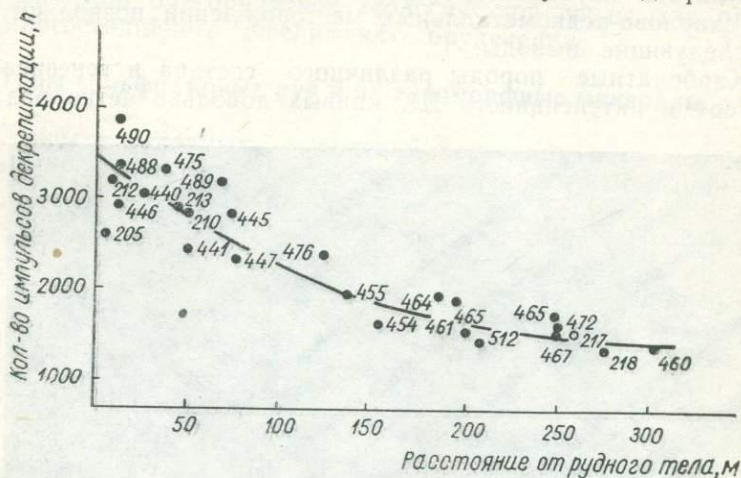


Рис. 25. Кривая зависимости количества импульсов ДК контактовых мраморов от расстояния до скарново-рудного тела. М-ние Лянгар.

которое может быть объяснено растрескиванием кальцитовых зерен по спайности. Этот декрепитационный эффект мы рассматриваем как фоновый.

В среднезернистых контактовых мраморах из «сухого» контакта интрузива довольно часто обнаруживаются мелкие газожидкие включения, взрыванием которых и объясняется повышенное количество импульсов ДК по сравнению с известняками, не затронутыми контактовым метаморфизмом.

Однако количество импульсов ДК мраморов из «сухого» контакта значительно (иногда до 2 раз) меньше, чем у мраморов с такими же размерами зерен, но расположенных в экзоконтакте скарново-рудных тел. Это обусловлено тем, что перекристаллизация известняков в магматическую стадию осуществляется в основном за счет кондуктивного теплообмена с незначительным участием газовой-жидких растворов, поэтому в мраморах «сухого» контакта вторичные включения намного меньше, чем в мраморах вблизи рудных тел. В контактовых мраморах, расположенных вблизи скарново-рудных тел, отмечаются многочисленные мелкие вторичные включения, количество которых заметно увеличивается с приближением к скарново-рудным телам (рис. 26). Растрескиванием этих включений объясняется высокая декрепитационная

активность контактовых мраморов вблизи скарново-рудных тел. Если из общего количества импульсов декрепитации вычесть «фоновое», вызванное растрескиванием кальцитовых зерен по спайности, то оставшееся количество импульсов будет характеризовать взрывание вторичных включений.

Результаты изучения декрепитационных свойств карбонатных пород скарново-редкометалльных месторождений позволяют сделать следующие выводы.

1. Карбонатные породы различного состава и генезиса по характеру и интенсивности ДК кривых довольно четко различа-

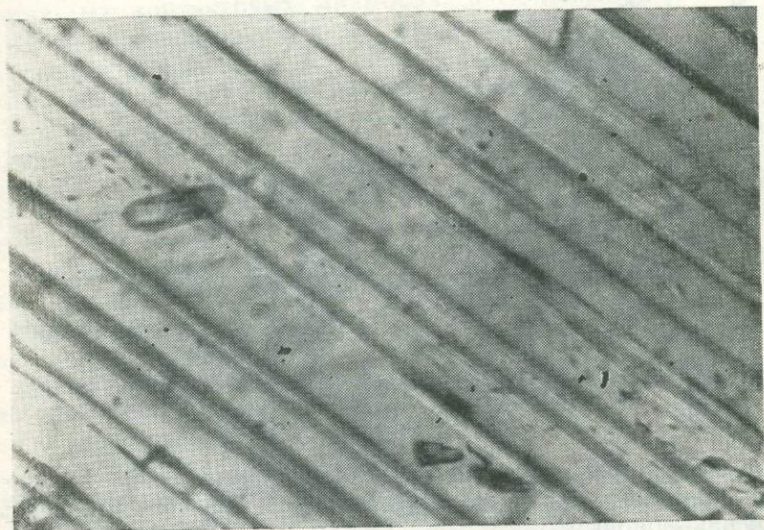


Рис. 26. Вторичные включения в кальцитовом зерне гигантозернистого контактового мрамора. М-ние Койташ, прозр. шл. 132, ув 125.

ются между собой. ДК свойства могут быть использованы при отличии аподоломитовых кальцитовых мраморов от апоизвестняковых, среднезернистых контактовых мраморов из «сухого» контакта интрузива, от таковых, развитых над скарново-рудными телами, что помогает в установлении формационной принадлежности рудных тел и в оценке рудоносности скрытых контактов.

2. Между количеством импульсов декрепитации контактовых мраморов и расстоянием до скарново-рудных тел обратная зависимость. Она отражает уменьшение интенсивности «пропаривания» вмещающих пород с удалением от рудного тела и в совокупности с другими типоморфными свойствами карбонатных пород может быть использована при прогнозах слепых скарново-редкометалльных рудных тел (см. гл. VI).

Глава V. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ И КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА

Прежде чем рассматривать эти факторы, необходимо вкратце осветить типы руд и их минеральные ассоциации как основу при выявлении благоприятной геологической среды для отложения многостадийного шеелитового оруденения.

Типы вольфрамовых руд и их типоморфные минералы

Одним из главных достижений последних лет следует считать выявление новых типов вольфрамовых руд (Шабынин, 1966, 1974; Хамрабаев, 1972; Королева и др., 1975; Исмаилов и др., 1979; Кучукова и др., 1977; Шмулевич и др., 1977; Перцев и др., 1980, Касавченко и др., 1982), позволяющих расширить минерально-сырьевую базу действующих горно-рудных предприятий Узбекистана. Несмотря на это, главным промышленно важным типом вольфрамовых руд пока еще остается скарновый, хотя весомое значение приобретает также апогранитовый, сульфидно-редкометалльный и роговиковый.

Под скарновым типом вольфрамовых руд мы подразумеваем руды, формирующиеся в скарнах известковой (апоизвестково-скарновый) и магнезиальной (апомagneзиально-скарновый) формации, которые различаются между собой по ряду признаков. Сюда можно отнести и апокарбонатные руды, залегающие, как правило, в экзоконтактовой зоне скарново-рудных тел известковой формации.

Апоизвестково-скарновый подтип вольфрамовой руды образует крупные пластообразные приконтактовые (Ингичка, Лянгар, Койташ, Яхтон, Чаштепе и др.), межпластовые (Койташ, Лянгар и др.) и секущие (Ингичка, Койташ и др.) рудные тела. Этот подтип составляет основную массу разведанных запасов вольфрамовой руды Западного Узбекистана.

Руда сложена в основном пироксенами (ферросалит, геденбергит 60—100%), гранатами (гроссуляр, $f_m=2,0-25\%$), в меньшей степени амфиболами (тремолит—актинолит, роговая обманка), везувианом, волластонитом, кварцем, кальцитом, полевым шпатом (альбит, олигоклаз), стильпномеланом, шеелитом, молибденитом, пирротином, халькопиритом. Кроме того, обнаруживается арсенопирит, сфалерит, пирит, марказит, галенит и др. Из них молибденит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, самородное золото в рудах отдельных месторождений (Лянгар, Койташ, Яхтон и др.) образуют заметное скопление и представляют промышленный интерес. Кроме того, они концентрируют редкие рассеянные и благородные элементы—Re, Se, Te, Bi, Tl, Au, Ag (Кучукова и др., 1971). Распределен шеелит в руде неравномерно. Довольно часто встречаются отдельные гнезда, карманы и

обогащенные участки. Наиболее высокое содержание трехокси вольфрама (0,50—16,2%) отмечается в альбитизированных, окварцованных и уралитизированных средне- и крупнозернистых пироксеновых, пироксен-гранатовых, реже гранат-везувиановых скарнах.

Текстуры апоизвестково-скарновой руды представлены массивной, друзовидной, брекчиевидной, вкрапленной, пятнистой с неравномернозернистой и гипидиоморфнозернистой структурой; в альбитизированных и окварцованных разностях отмечается полосчатая и полосчато-вкрапленная текстура.

Формирование вольфрамовой руды связано с проявлениями альбит-амфибол-шеелитовой II (\pm кварц) и кварц-амфибол-шеелитовой III продуктивной рудной ассоциации кислотной стадии в скарнах известковой формации разного минерального состава, содержащих шеелит I.

В апомагнезиально-скарновый подтип вольфрамовых руд объединены оруденелые скарны магнезиальной формации различного минерального состава с четко выраженной зональностью. В последнее время они обнаружены во многих месторождениях (Ингичка, Лянгар, Яхтон, Тым, Каратюбе и др.) и рудопроявлениях (Джин, Хасантепа, Сазаган, Акбайджуман, Аккурган и др.) Западного Узбекистана.

Апомагнезиально-скарновые руды по запасу в них вольфрама намного уступают предыдущему подтипу, но образуют самостоятельные приконтактные, секущие, межпластовые, а также сложные прожилково-штокерковые (Яхтон, Камангаран, Майзак, Тым, Кальта и др.) рудные тела. Последние состоят из пироксенов (диопсид, салит, ферросалит), гранатов (гроссуляр), флогопита, форстерита, гумита, клиногумита, хлорита, серпентина и других типоморфных для этой руды минералов, при помощи которых представляется возможным отличить их от апоизвестково-скарнового подтипа вольфрамовых руд (Кучукова и др., 1980; Крикунова и др., 1980).

Однако в местах интенсивного проявления раннещелочной и кислотной стадий постмагматического процесса отличить апомагнезиально-скарновые руды от апоизвестково-скарновых становится трудно. В таких случаях помогают изменения экзо- и эндоконтактных зон скарново-рудных тел магнезиальной формации. Основная масса шеелита II, III отлагается в стадию кислотного выщелачивания и сопровождается альбитизацией, окварцеванием, уралитизацией (тремолит, тремолит-актинолит, актинолит) ранее образованных магнезиальных (диопсид, форстерит и др.) и апомагнезиальных известковых скарнов (салит, ферросалит, гроссуляр, флогопит и др.). Распределение шеелита II, III контролируется трещиноватостью скарнов. Содержание трехокси вольфрама колеблется от 0,01 до 6,2%.

Апомагнезиально-скарново-прожилково-вкрапленный подтип вольфрамовой руды, выделенный нами как новый, характерен для

недавно выявленных прожилково-штокверковых рудных тел скарнов магнезиальной формации, встречающихся в доломитовых толщах Зирабулак-Зиаэтдинских (Майзак, Тым, Кальта, Джин) и Чахылкалянских гор (Яхтон, Аккурган, и др.). Тонкие прожилки форстеритового, диопсид-форстеритового, диопсид-тремолитового, ферросалит-актинолитового состава, ориентированные различных направлениях, пересекаясь, образуют сложную сетчатую текстуру в доломитовом мраморе. Между прожилками отмечается тонкая вкрапленность форстерита, диопсида, пирротина, серпентина и других минералов. Мелкие зерна шеелита III приурочены к тремолитизированным диопсидовым прожилкам. Под действием более поздних постмагматических растворов в результате гистерогенного разложения форстерита и диопсида замещаются серпентином, клиногумитом, хлоритом и др. В Зирабулакских горах этот подтип вольфрамовой руды образует заметные скопления (Тым, Кальта и др.) и, возможно, в дальнейшем приобретет промышленное значение.

Апокарбонатный подтип вольфрамовой руды представлен шеелитсодержащим, окварцованным крупнокристаллическим кальцитовым мрамором с полосчатой текстурой (Ингичка), залегающим в экзоконтактовой зоне скарново-рудных тел известковой формации. Мощность апокарбонатной руды 0,5—1,0 м. Хотя иногда в ней встречаются крупные кристаллы шеелита III, среднее содержание трехоксида вольфрама низкое по сравнению с апоизвестково-скарновым.

Скарново-сульфидно-редкометалльный тип руды образует самостоятельные (Койташ, Угат, полоса Койташ—Угат, Лянгар, Чуюн, Яхтон и др.) жило-, линзообразные, штокверкообразные тела, которые располагаются вдоль контакта кальцитовых мраморов с гранитоидным интрузивом и роговиком, повторяя контуры скарновых тел. Протяженность в отдельных случаях около 1 км, содержание WO_3 колеблется от 0,15 до 1,65%, среднее — 0,33%, среднее содержание Mo_2O_5 — 0,002%.

Результаты изучения технологической пробы скарново-сульфидно-редкометалльной руды полосы Койташ—Угат (Саганаксайский участок) Средазнипроцветметом показывают, что руда состоит из пирротина (54,0%), кварца (17%), пироксена (14,0%), граната (5,0), кальция (3,65), халькопирита (2,15), полевого шпата (1,5), пирита (1,25), слюды (1,0), шеелита (0,33), висмута самородного (0,10), магнетита (0,1), арсенопирита (0,10), молибденита (0,01).

Из них пироксен, гранат, полевые шпаты, кальцит находятся в виде реликтов среди массивно- или густовкрапленных сульфидов.

По данным М. И. Исмаилова (1964, 1975), Э. И. Искандарова и Р. Валиева, в скарново-сульфидных рудах полосы Койташ—Угат отмечаются Cu (0,77%), As (0,35%), Bi (0,12—0,13 г/т), Au (0,14—0,3 г/т), Ag (6,8—8,2 г/т), Se (30 г/т), Te (157 г/т) и др., что позволяет рекомендовать комплексное извлечение этих металлов из руд.

Рекомендуется также попутное извлечение серы из сульфидов, содержание которой в среднем составляет 21,5%.

Апогранитовый тип вольфрамовой руды представляет собой измененные гранитоиды эндоконтактных частей интрузивов, содержащие промышленное шеелитовое оруденение (Хамрабаев, 1972, Ушаков В. П., 1978). Целесообразно объединить с ними и оруденелые пироксен-полевошпатовые околоскарновые породы, так как по составу они ближе к апогранитам. Апогранитовый тип руды в Лянгарском, Койташском и Ингичкинском рудных полях имеет промышленное значение и составляет не менее 5—20% от общего баланса руд (Хамрабаев, 1980).

Апогранитовый тип руд образует линзо- и жиллообразные рудные тела различной мощности и протяженности и представляют промышленный интерес (Ингичка, Койташ и др.). Они сложены плагиоклазом (олигоклаз — андезин), микроклином, ортоклазом, мусковитом, серицитом, хлоритом, кварцем, реже реликтами скарновых минералов. Кроме того, встречаются включения пирротина, халькопирита, молибденита, пирита и других минералов. Большая часть кварца, шеелита и сульфидов является более поздней. Содержание трехоксида вольфрама колеблется от 0,005 до 4,40%. В месторождении Ингичка апогранитовые руды пространственно и генетически сопряжены с апомагнезиально-скарновыми типами руд (Исмаилов и др., 1982). Тем не менее известны случаи, когда апогранитовый тип вольфрамовой руды проявляется автономно вне связи со скарнами (Сарытау; Касавченко и др., 1982).

В целом этот новый перспективный тип вольфрамовой руды образуется в результате переработки гранитовых, пироксен-полевошпатовых околоскарновых пород растворами кислотной стадии выщелачивания.

Роговиковый тип вольфрамовых руд объединяет собственно роговиковые, скарноидные и кварцитовые.

Роговиковый подтип вольфрамовой руды выделен И. Х. Хамрабаевым (1972) в Койташском рудном поле по аналогии с подобными рудами месторождений Тырнауз, Сангдонг в Южной Корее (Klepper, 1947) и Кузнецком Алатау (Рафиенко и др., 1963). Характеризуется он мелкозернистой роговиковой структурой, грубополосчатым сложением и разнообразным минеральным парагенезисом. В Койташском рудном поле — это кварц-биотит-пироксеновые (диопсид), кварц-плагиоклаз-пироксеновые роговики с ветвящимися тонкими прожилками кварца, кварц-амфибола (роговая обманка, гастингсит) с шеелитом III, реже молибденитом. Шеелит III встречается в виде мелких зерен в кварцевых и амфиболовых прожилках, часто тонко рассеян в массе роговика. По мнению И. Х. Хамрабаева (1972), оруденелая лампрофировая дайка Восточного участка месторождения Койташ может быть отнесена к данному типу руд.

Скарноидный тип вольфрамовой руды (Кучукова и др., 1977) характеризуется тонкопереслаивающимися скарноидами как известковой, так и магнезиальной формации, формирование которых обусловлено особенностями литологического состава вмещающих пород (Каратюбе, Северо-Нуратинские, Зирабулакские и Чакылкалянские горы).

Скарноидная руда магнезиального состава приурочена к местам, где отмечаются тонкие слои доломита и сланцев, а известкового состава — сланцев и известняков. Руда характеризуется полосчатой текстурой, тонкозернистой структурой и типоморфными минеральными ассоциациями.

Промышленные скопления шеелита приурочены к тонко- и мелкозернистым тремолитизированным, окварцованным и перекристаллизованным разностям скарноидных пород магнезиальной и известковой формации. Распределение шеелита крайне неравномерное.

Кварцитовый тип вольфрамовых руд, характерный для месторождений Сангдонга и Кузнецкого Алатау, в Западном Узбекистане установлен только на месторождениях Каратюбе и Северный Нуратау. Руда состоит из тонкозернистого, иногда сливного метасоматического кварца с мелкими и редкими включениями шеелита III. Кварц развивается по сланцам, песчаникам, роговикам, скарново-скарноидным породам, характерным для Каратюбинского месторождения. Содержание (%): W — 0,004—0,30, Mo — 0,0—0,02, Sn — 0,0—0,05, Cu — 0,007, Zr — 0,02; Ni — 0,006, Co — 0,001. Промышленного значения пока не имеет.

Кроме того, обнаружена грейзеново-кварц-вольфрамитовая минерализация, которая располагается в виде прожилков в измененных гранитоидах эндоконтактных зон, глубоко залегающих скарново-рудных тел месторождения Лянгар (Исмаилов и др., 1962). Здесь главный рудный минерал — вольфрамит, мелкозернистый по составу, соответствует ферберитовой разности. В нем отмечаются мелкие включения пирита. Промышленного значения не имеет.

Типоморфные минералы вольфрамовых руд

Генетические типы вольфрамовых руд отличаются друг от друга не только типоморфными парагенными минеральными ассоциациями, но и типоморфными особенностями отдельных ведущих минералов. При этом главные минералы скарново-рудных тел подразделены по общепринятой схеме (Коржинский, 1953; Жариков, 1968; Шабынин, 1973) процессов минералообразования (табл. 7).

Волластонит I — типоморфный минерал скарнового и скарноидного подтипов руд, встречающийся в ассоциации с диопсидом, гранатом, везувианом, кальцитом, кварцем и др. Содержание его колеблется от 20 до 70%. Представлен тонкозернистыми, радиаль-

получистыми образованиями ($N_g=1,634$). В них отмечаются включения граната (гроссуляра $N=1,745-1,750$, $f_m=6,0-7,80$), пироксена (салита, $N_g=1,722-1,726$, $N_p=1,704-1,708$, $f_m=35-$

Таблица 7

Процессы минералообразования скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана

Этап	Стадия	Формация		
		скарноидная	магнезиально-скарновая	известково-скарновая
Типоморфные минералы				
Магматический		Скарноидов	Магнезиальных скарнов	
		волластонит I, пироксен I, гранат I, везувиан I, кальцит, кварц, полевой шпат	Форстерит, пироксен I (диопсид), шпинель, полевой шпат	
Постмагматический	Ранне-щелочная	Преобразованных магнезиальных скарнов		
		Пироксен II (диопсид-салит), клиногумит, гумит, флогопит, норбергит, хондрит		
	Кислотного выщелачивания	Апомagneзиальных скарнов		Известковых скарнов
		Волластонит II, пироксен III (салит, ферросалит), гранат (грос. 90, андр. 10%), везувиан II, полевой шпат		волластонит II, пироксен III (ферросалит, геденбергит), гранат (грос. 75, андр. 25%), шеелит I, везувиан, полевой шпат II
	Позд-нещелочная	Роговая обманка, тремолит-актинолит, альбит, геденбергит, волластонит III, шеелит II, III, кварц, арсениpirit, молибденит, пирротин, пирит, халькопирит, Са-турмалин, лепидомелан-аннит, сфалерит, галенит		
		Серпентин, хлорит, стильпомелан, тальк, марказит-мельниковит, блеклые руды (джемсонит), кварц, кальцит		

42%), везувиана ($N_g=1,720$) и других минералов. Между отдельными агрегатами волластонита отмечаются реликты кальцита и кварца.

Форстерит — широко распространенный минерал кальцифиров, магнезиальных, скарноидных, апомagneзиально-скарновых типов вольфрамовых руд месторождений Ингичка, Яхтон, Каратюбе, Лянгар и рудопроявлений Тым, Кальта, Джин, Камангаран, Аккурган и др.

В прожилково-штокверковых рудных телах форстеритовые, форстерит-диопсидовые прожилки удаляются от контакта гранитоидных пород с доломитами на несколько сотен метров. Результаты изучения показывают, что форстерит из апомагнезиально-скарнового типа руд обладает повышенной железистостью (рис. 27) по сравнению с кальцифирами и может служить индикатором оруденелости скарнов магнезиальной формации. В результате гистерогенного разложения образуются серпентин, хлорит и др.

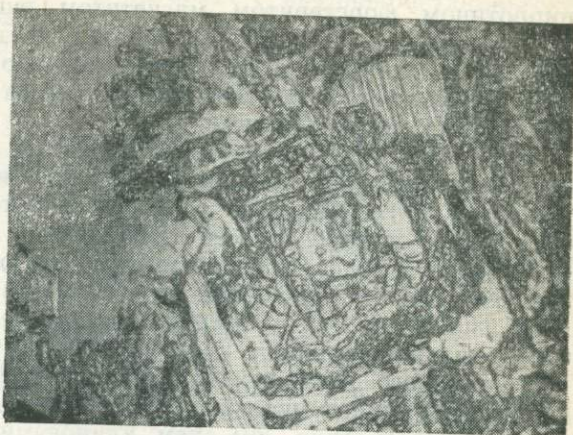
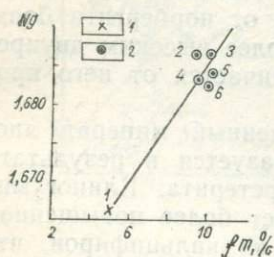


Рис. 27. Зависимость между составом и показателем преломления форстеритов скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана.

1 — форстерит из кальцифиров, 2 — форстерит из магнезиальных скарнов. Пробы 1, 2 — из м-ния Ингичка, по данным М. И. Исмаилова и А. С. Балакиной, 3, 4 — Тым, по данным Т. М. Мацоккиной, 5, 6 — Лянгар, по данным О. М. Римской-Корсаковой и др.

Рис. 28. Замещение доломита (темно-серое) шпинелью (черное) и олигоклазом (светло-серое) по спайности доломита. Шл. 20, николи II, ув. 160*.

Диопсид — типоморфный минерал апомагнезиально-скарновых руд. Представляется возможность выделить: 1) диопсид ($N_g=1,696-1,700$, $N_p=1,673-1,682$, $f_m=0-5\%$) из приконтактных залежей скарнов (Ингичка, Лянгар, Яхтон); 2) прожилковые диопсиды, приуроченные к трещинам различного направления (Ингичка, Джин, Тым, Кальта, Яхтон, Аккурган и др.). Этот диопсид отличается от предыдущего белым, серовато-белым цветом и сравнительно низким значением показателей преломления ($N_g=1,686$, $N_p=1,668$, $f_m=0,00$), соответствующим чистым разностям этого минерала.

Шпинель встречается реже, чем форстерит, входит в состав скарнов магнезиальной формации (Ингичка, Лянгар, Аккурган, Яхтон и др.). Иногда она встречается в шпинель-плаггиоклазовых (олигоклаз) породах, залегающих на контакте доломитов с лейкократовым гранитом (Ингичка). Здесь тонкозернистые агрегаты минерала и олигоклаза, взаимно пересекаясь образуют структуру, напоминающую «еврейский камень». В отдельных мес-

тах наблюдаются концентрически зональные агрегаты, состоящие из чередующихся тонких зон олигоклаза и шпинели, которые в поперечном сечении имеют квадратную (рис. 28), ромбическую и продолговато-призматическую формы. Они образовались одновременно. Шпинель гистерогенно замещается флогопитом и хлоритом.

Хондродит встречается редко в ассоциации с людвицитом, пирроотином, форстеритом, магнетитом, еще реже с диопсидом в кальцифирах, магнезиальных скарнах месторождений Яхтон, Тиллягульсай, Аккурган и др. (Кучукова и др., 1971). Под микроскопом выявляется зернистое, иногда таблитчатое строение с полисинтетическими двойниками.

Гумит — широко распространенный минерал преобразованных магнезиальных скарнов месторождений Ингичка, Яхтон, Камангаран, Тым, Аккурган и др. Отличается от норбергита большим углом оптических осей ($2v=+80$) и более высоким двупреломлением. Сходен с клиногумитом, но отличается от него прямым погасанием ($N_g=1,666$, $fm=10-17\%$).

Клиногумит — широко распространенный минерал апомагнезиально-скарнового типа руд. Он образуется в результате гистерогенного разложения диопсида и форстерита. Клиногумит из диопсид-клиногумитовых скарнов обладает более повышенной железистостью (рис. 29), чем клиногумит из кальцифиров, что является типоморфной особенностью этого минерала.

Норбергит встречается главным образом в кальцифирах месторождения Лянгар, реже — в апомагнезиальных скарнах. Наблюдается в виде мелких зерен в ассоциации с форстеритом, флогопитом, шпинелью ($N_g 1,599-1,592$; $N_m=1,577-1,578$; $N_p 1,572-1,573$; Сахоненок, 1967). Минерал образуется при гистерогенном разложении форстерита и шпинели в постмагматический этап минералообразования.

Флогопит — широко распространенный типоморфный минерал кальцифиров, магнезиальных скарнов и апомагнезиально-скарнового типа руд. Встречается также в пироксен-тремолит и тремолит-сульфидных прожилках в доломитах (Лянгар, Ингичка, Тым, Джин и др.). В кальцифирах и магнезиальных скарнах развивается по шпинели и диопсиду. Такой флогопит обладает более заниженными значениями показателей преломления (рис. 30), чем флогопит из пироксен (салит)-тремолитовой вольфрамовой руды. Следовательно, типоморфной особенностью флогопита из рудных магнезиальных скарнов являются повышенные железистость и показатели преломления по сравнению с безрудными, что может служить индикатором апомагнезиально-скарнового типа руд.

Воластонит — широко распространенный минерал скарноидов и скарнов. Представляется возможным выделить три его морфогенетических типа (Исмаилов, 1968, 1975): воластонит I, который уже охарактеризован; воластонит II скарновый (ран-

нешелочной стадии), залегающий в виде маломощных оторочек и мелких трубообразных тел в экзоконтактных зонах скарново-рудных тел как известковой, так и магнезиальной формации в парагенной ассоциации с пироксеном, гранатом, кальцитом, везувианом и др. Волластонит в скарнах магнезиальной формации развивается по диопсиду, контактирует с крупнокристаллическим аподолмитовым кальцитом; волластонит III кислотной ста-

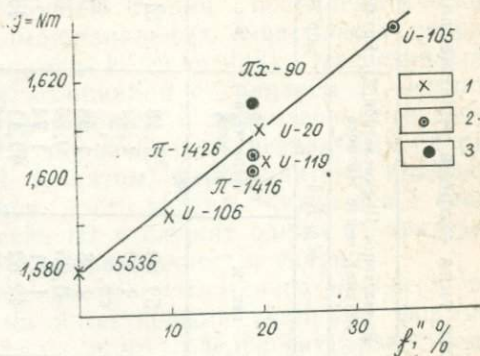
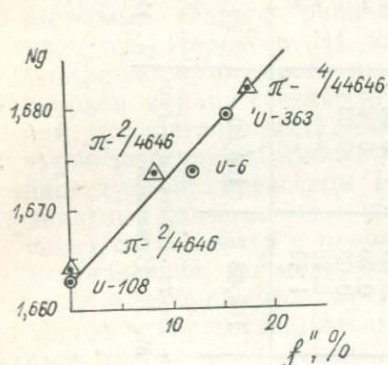


Рис. 29. Корреляционная связь между железистостью (f'') и показателем преломления клиногумита скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана, по данным В. В. Сахоненко; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} = f''$ определены по Трегеру.

Рис. 30. Зависимость между железистостью и показателем преломления флогопита скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана

1 — преобразованные магнезиальные скарны, 2 — пироксен-тремолитовая порода с шеелитом III, 3 — флогопит-сульфидные прожилки.

дии с включениями марганцовистого и марганцовисто-железисто-волластонита III (Исмаилов и др., 1979), располагающегося в виде маломощных прожилков и мелких трубообразных тел в апомагнезиальных известняковых и известковых скарнах в парагенезисе с кварцем, шеелитом III, кальцитом, реликтами ферросалита и геденбергита.

Как показывают результаты химического анализа (табл. 8), в составе волластонита в том или ином количестве независимо от морфогенетических типов обнаруживаются FeO , Fe_2O_3 , MnO , Al_2O_3 , MgO , Na_2O , K_2O . Однако по содержанию некоторых элементов эти морфогенетические типы отличаются друг от друга. Например, в скарноидном волластоните отмечается повышенное количество MgO , волластонит III кислотной стадии характеризуется завышенным содержанием FeO , Fe_2O_3 и MnO , что позволяет выделить его в самостоятельные марганцовые (обр. Л-20986) и марганцовисто-железистые (обр. 2098 г) разновидности.

Таким образом, понижение температуры, уменьшение давления CO_2 и повышение кислотности увеличивают химический по-

Таблица 8

Химический состав волластонита различного морфогенетического типа скарнов редкометалльных месторождений Западного Узбекистана

Компонент	Скарноидный, м-ние Чангаллы			Известково-скарновый, м-ние Ингичка		Волластонит III (кислотной стадии), м-ние Ингичка		Волластонит III (кислотной стадии)	
	проба 1	проба 2		обр. И-2		обр. И-8		обр. 2098 в	обр. 2098 г
	вес. %	вес. %	весовое кол-во в пересчете на 100%	вес. %	весовое кол-во в пересчете на 100%	вес. %	вес. кол-во в пересчете на 100%	вес. %	вес. кол-во в пересчете на 100%
SiO ₂	49,72	49,38	49,49	51,00	51,32	50,60	51,18	51,91	51,50
Al ₂ O ₃	1,00	0,63	0,63	1,40	1,41	1,40	1,42	—	—
Fe ₂ O ₃	0,15	0,08	0,08	сл.	—	сл.	—	—	0,85
FeO	0,59	0,46	0,46	0,91	0,92	1,36	1,38	0,16	3,84
MnO	Не обн.	—	—	—	—	0,85	0,86	0,98	3,29
MgO	—	—	—	2,32	2,34	1,71	1,74	—	—
CaO	46,10	46,0	46,11	43,46	43,73	42,62	43,11	46,90	40,51
K ₂ O	1,09	1,27	1,27	0,06	0,06	0,08	0,08	0,03	—
Na ₂ O	1,36	1,90	1,90	0,20	0,20	0,20	0,20	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	0,02	0,02	0,03	0,03	—	—
H ₂ O	—	—	—	0,16	—	0,20	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	0,48	—	1,48	—	—	—
Сумма	100,01	99,79	100,00	100,01	100,00	100,53	100,00	99,98	99,99
Аналитик Лабор. Автор	Н. Я. Куракина Хим. лабор. Ин-та М. И. Исмаилов, Я. С. Эшпулатов				Хим. лабор. Ин-та геологии и гео- физики, М. И. Исмаилов			Ш. Х. Эгамбердиев М. И. Исмаилов	

тенциал железа (Перцев, 1977) и количество элементов-примесей.

Пироксен — один из ведущих типоморфных минералов скарново-вольфрамовых руд. На основании изучения парагенетических соотношений пироксена с другими минералами выделены следующие его морфогенетические типы: 1 — пироксен I, входящий в состав магнезиальных скарнов и скарноидов; 2 — пироксен II, встречающийся в составе преобразованных магнезиальных скарнов; 3 — пироксен III апомагнезиальных известковых и известковых скарнов раннещелочной стадии постмагматического процесса. Пироксен III апомагнезиальных известковых скарнов формируется на месте пироксена I (диопсида) магнезиальных скарнов в парагенетической ассоциации с гранатом II, везувианом, волластонитом II. Поэтому тонко- и мелкозернистые структурно-текстурные особенности первичных магнезиальных скарнов наследуются пироксеном III (салитом, ферросалитом) апомагнезиальных известковых скарнов. Часто реликты пироксена I (диопсида) сохраняются в пироксене III и служат одним из критериев установления формационной принадлежности скарнов.

В раннещелочную стадию постмагматического процесса синхронно с апомагнезиальными известковыми скарнами формируется пироксен III (салит, ферросалит, геденбергит) известковых скарнов в парагенетической ассоциации с гранатом, везувианом, кальцитом, волластонитом, шеелитом I и др.

В дальнейшем под действием растворов кислотной стадии эти пироксеновые скарны независимо от формационной принадлежности перекристаллизуются и изменяются. По степени метаморфизма выделяются: а — неизменный пироксен III с шеелитом I в известковых скарнах; б — перекристаллизованная разность в известковых и апомагнезиальных известковых скарнах. Она ассоциирует с амфиболом, кварцем I, шеелитом II, III, альбитом, стильномеланом и сульфидами. Характерная типоморфная особенность этих пироксенов грубозернистая текстура, наличие столбчатых, веерообразных, шестоватых агрегатов (рис. 31) длиной 2—15 см и более, образующихся при взаимодействии растворов кислотной стадии с пироксеном известковых, апомагнезиальных известковых скарнов с одновременным отложением альбит-амфибол-шеелитовой II и кварц-амфибол-шеелитовой III продуктивной ассоциации. При этом пироксен становится более железистым (рис. 32); в) регенерированная разность пироксена III. Она отмечается в виде обособленных кристаллов друз в кварц-геденбергитовой породе с шеелитом III. Чаще всего встречается в зальбандах приконтактных (Лянгар, Койташ, Ингичка, Яхтон, Чуюн и др.), реже секущих (Ингичка) рудных тел известковой формации. Поскольку регенерированные пироксены являются продуктами кислотной (рудной) стадии минерализации, эти типоморфные разности служат одним из индикаторов вольфрамового оруденения. Химический состав и физические свойства указанных разностей пироксенов из скарново-рудных тел известковой

формации изучены довольно подробно М. И. Исмаиловым (табл. 9). Na_2O изоморфно замещается в октаэдрической позиции с кальцием. В. С. Соболев (1949) отрицает возможность изоморфного вхождения K_2O в этой позиции, обосновывая это тем, что ионные радиусы и координационные числа калия и кальция весьма различны. Н. А. Добрецов и др. (1971) предполагают вхождение калия в виде минерала состава $\text{KFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$, FeO , MnO , Fe_2O_3 изоморфно замещают кальций. При этом содержания FeO , MnO ,

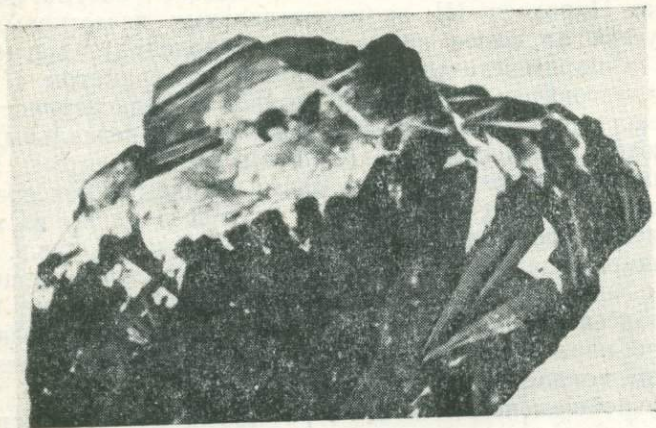


Рис. 31. Перекристаллизованные и регенерированные агрегаты пироксена III (черное) с кварцем (серое), шеелитом (темно-серое) и сульфидами. Полиров. поверхности обр. 3132, ум. 2 раза.

Na_2O , K_2O увеличиваются от пироксена I магматического этапа (обр. 2775а) к пироксенам постмагматического. В перекристаллизованных пироксенах III с шеелитом III содержание этих элементов максимальное. Это свидетельствует о том, что по мере нарастания кислотности постмагматических растворов количество этих элементов увеличивается. Следовательно, их повышенное содержание может служить показателем проявления кислотной стадии минерализации, т. е. оруденелости пироксеновых скарнов магнезиальной формации.

Таким образом, можно сказать, что пироксены магнезиальных скарнов представлены диопсидом апомагнезиальных известковых скарнов салитом и ферросалитом, а перекристаллизованных оруденелых разностей (с шеелитом II, III) — ферросалитом и геденбергитом. Эта одна из характерных особенностей скарнов магнезиальной формации вообще (Шабынни, 1973) и вольфрамоносных скарнов месторождений Западного Узбекистана, в частности.

Для того, чтобы выяснить взаимосвязь между составом, оптическими свойствами и условиями образования пироксенов, заме-

рялись показатели преломления различных морфогенетических типов (рис. 32). Каждая морфогенетическая разность пироксенов характеризуется определенной железистостью и соответствующим ей показателем преломления. Колебания железистости и показателей преломления отражают особенности той среды, в которой образовались эти пироксены, поэтому эти параметры пироксенов

Таблица 9

Химический состав пироксенов из скарнов магнезиальной формации месторождения Лянгар

Компонент	Пироксен I (диопсид) из магнезиальных скарнов (обр. 2775 ³)		Пироксен II (ферросалит) неизмененный из апомгнезиально-известкового скарна (обр. 2775)		Пироксен III (геденбергит) перекристаллизованный из оруденелого апомгнезиально-известкового скарна (обр. 2776)	
	вес. сод.	мол. кол-во	вес. сод.	мол. кол-во	вес. сод.	мол. кол-во
SiO ₂	54,64	0,910	51,98	0,865	47,30	0,787
Fe ₂ O ₃	—	—	2,06	0,013	0,82	0,005
FeO	5,44	0,076	12,35	0,172	22,28	0,310
MnO	0,40	0,006	1,14	0,016	2,04	0,029
Al ₂ O ₃	0,80	0,008	2,30	0,023	0,45	0,004
TiO ₂	0,15	0,002	0,19	0,002	0,10	0,001
CaO	16,58	0,296	12,90	0,230	22,77	0,406
MgO	19,15	0,475	14,72	0,365	2,02	0,050
Na ₂ O	0,32	0,005	0,51	0,008	1,24	0,013
K ₂ O	0,17	0,002	0,22	0,002	1,30	0,014
P ₂ O ₅	0,01	—	0,07	—	0,02	—
H ₂ O	1,56	0,087	1,12	0,062	—	—
Сумма	99,22	—	99,56	—	100,34	—
Лаборатория	Институт геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР, А. Котова					
Автор	М. И. Исмаилов					

служат типоморфным признаком, позволяющим установить степень оруденелости и формационную принадлежность скарновых рудных тел.

Минимальными значениями железистости и показателями преломления обладают пироксены (диопсиды) магнезиальных скарнов, а максимальными — перекристаллизованные пироксены (геденбергиты) известковой формации. В целом эти данные подтверждают общую закономерность, установленную ранее (Шабунин, 1973; Исманлов, 1975) для пироксенов скарново-рудных месторождений.

Кроме того, характерный типоморфный признак — окраска пироксена. Безжелезистые пироксены — белые и серовато-белые, маложелезистые — светло-зеленые, а железистые темно-зеленые и почти черные.

Гранаты так же, как пироксены, являются ведущими минералами рудоносных скарнов. Удаётся выделить несколько их морфогенетических типов. Гранат I скарноидный в ассоциации с волластонитом, пироксеном (диопсидом), кальцитом, кварцем, форстеритом и др. Гранат II ($fm=6-12\%$) апомагнезиальных известковых и известковых скарнов, встречающийся с пироксеном, альбитом, кальцитом, доломитом, тремолитом, шеелитом II, III.

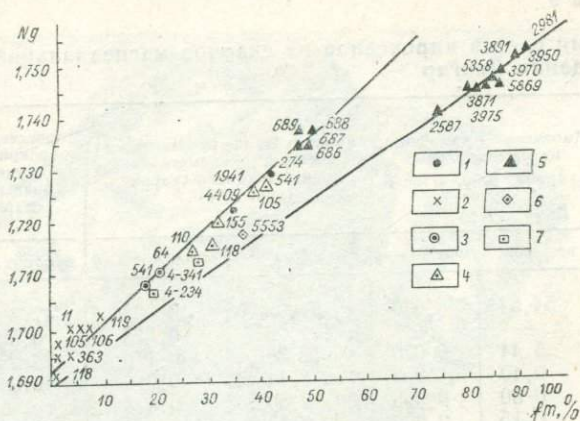


Рис. 32. Зависимость показателя преломления пироксенов различных морфогенетических типов Ингичкинского рудного поля от железистости.

1 — пироксены из скарноидов, 2 — пироксены магнезиальных скарнов, 3 — пироксены из преобразованных магнезиальных скарнов, 4 — пироксены из апомагнезиальных известковых скарнов, 5 — пироксены из скарнов известковой формации, 6 — пироксены из полиметаллических месторождений, 7 — пироксены из железорудных месторождений. Железистость вычислена по диаграмме Л. И. Шабынина (1972).

везувианом, молибденитом, кварцем, волластонитом и др. По степени метаморфизма гранаты обеих формаций делятся на три разновидности: 1 — неизмененные, т. е. неперекристаллизованные, находятся в виде мелкозернистой вкрапленности и гнезд в межпластовых, реже межконтактовых и секущих рудных телах; 2 — перекристаллизованные разновидности граната II, как правило, приурочены к зонам окварцевания, образуют крупнозернистые кварц-гранатовые, кварц-гранат-пироксеновые породы с шеелитом III и по зальбандам кварц-шеелитовые прожилки; 3 — регенерированные разновидности граната II представлены четко выраженными кристаллами и друзами кристаллов, постепенно переходящими в перекристаллизованные разновидности с шеелитом III. Такие разновидности приурочены к участкам интенсивного проявления минерализации кислотной стадии с одновременным отложением шеелита III. Поэтому они служат индикаторами оруденелости скарнов.

Для того, чтобы выяснить взаимосвязь между составом, оптическими свойствами и условиями образования, мы измеряли по-

казатели преломления гранатов различных морфогенетических типов (рис. 33). Замечено, что железистость гранатов колеблется в широких пределах, при этом гранаты из скарнов магнезиальной формации характеризуются более низкими показателями преломления и железистости, чем гранаты из скарноидов и скарнов известковой формации. Среднее содержание гроссулярового мина-

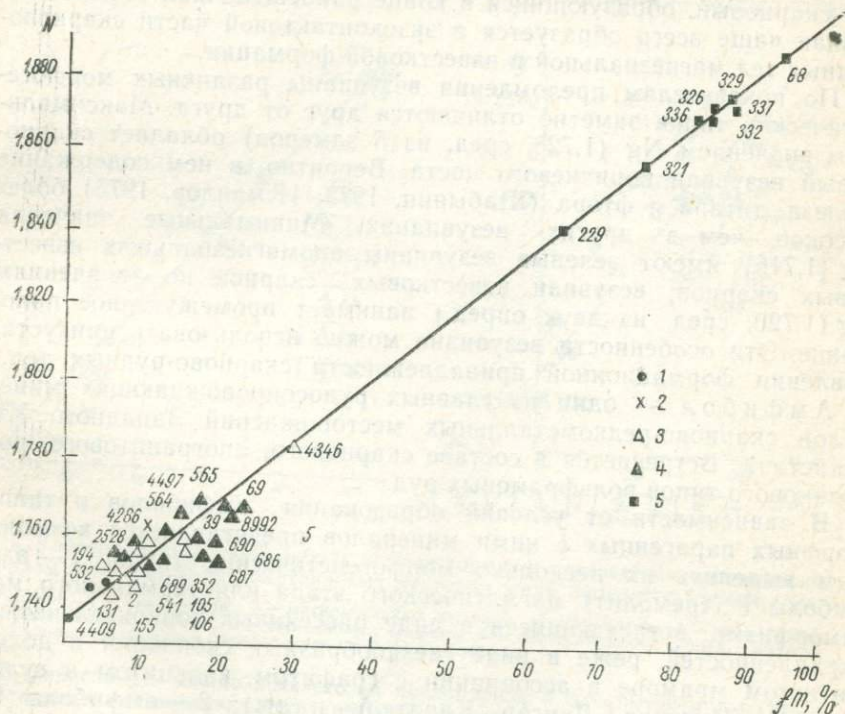


Рис. 33. Зависимость показателя преломления различных морфогенетических типов гранатов скарново-редкометаллических месторождений Западного Узбекистана от железистости.

Гранаты: 1 — из скарноидов, 2 — из преобразованных магнезиальных скарнов, 3 — из апомагнезиальных известковых скарнов, 4 — из известковых скарнов, 5 — из железорудных месторождений.

ла, по данным Л. И. Шабынина (1975), в гранатах экзоскарнов апомагнезиальных известковых скарнов составляет в железорудных месторождениях 54 мол.%, полиметаллических — 64, шеелитовых — 63, оловорудных — 75 и безрудных — 78,7. Особенность этих гранатов определяется высокой глиноземистостью гранатов магнезиальных скарнов магматического этапа — пород, подвергшихся известково-скарновому замещению.

Обращает на себя внимание высокая железистость гранатов из железорудных месторождений. Эти типоморфные особенности гранатов служат дополнительным критерием для установления

формационной принадлежности скарнов, а также типов оруденения в них. В то же время данная диаграмма может быть основой для определения железистости гранатов.

Везувиан — малораспространенный минерал по сравнению с пироксеном и гранатом, тем не менее представляется возможным выделить два его морфогенетических типа: 1 — скарноидный, 2 — скарновый, образующийся в конце раннещелочной стадии. Везувиан чаще всего образуется в экзоконтактовой части скарново-рудных тел магнезиальной и известковой формации.

По показателям преломления везувианы различных морфогенетических типов заметно отличаются друг от друга. Максимальным значением N_g (1,728, сред. из 5 замеров) обладает скарноидный везувиан коричневого цвета. Вероятно, в нем содержание железа, титана и фтора (Шабынин, 1973; Исмаилов, 1975) более высокое, чем в других везувианах. Минимальные значения N_g (1,716) имеют зеленые везувианы апомагнезиальных известковых скарнов; везувиан известковых скарнов по значениям N_g (1,720, сред. из двух опред.) занимает промежуточное положение. Эти особенности везувиана можно использовать при установлении формационной принадлежности скарново-рудных тел.

Амфибол — один из главных рудосопровождающих минералов скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана. Встречается в составе скарнового, апогранитового, роговикового типов вольфрамовых руд.

В зависимости от условий образования амфиболов и типоморфных парагенных с ними минералов представляется возможным выделить их несколько морфогенетических типов: 1 — амфиболы I (тремолит) магматического этапа или термального метаморфизма, встречающиеся в виде рассеянных тонкоигльчатых вкрапленностей, реже в виде гнездообразных скоплений в доломитистом мраморе в ассоциации с графитом, кальцитом и сульфидами (Ингичка, Лянгар, Каратюбе и др.); 2 — амфиболы II раннещелочной стадии в ассоциации с пироксеном, гранатом и кальцитом, залегающие в виде сложных прожилково-сетчатых образований (Майзак, Тым, Джин, Кальта, Яхтон и др.) и оторочек в зальбандах скарновых тел магнезиальной, реже известковой формации (Лянгар, Ингичка, Каратюбе). Амфиболы также представлены тремолитом, реже актинолитом (Ингичка, Центральный участок). Здесь тремолит более поздний, чем пироксен и гранат. Мощность тремолитовых оторочек колеблется от 0,2 до 4,0 см. Амфиболы III стадии кислотного выщелачивания в парагенезисе с шеелитом II, III, кварцем, молибденитом, альбитом и др. Образование амфиболов последнего морфогенетического типа сопровождается отложением шеелита II и III. Такие амфиболы часто встречаются в виде разномыслистых удлиненных агрегатов и прожилков различной мощности в зальбандах скарново-рудных тел. Химический состав и физические свойства амфибола III зависят главным образом от состава вмещающих

пород и минералов, по которым они развиваются (рис. 34). Так, за счет диопсида магнезиальных скарнов образуется тремолит, а за счет салита и ферросалита апомагнезиальных скарнов — актинолит (уралит), которые сопровождаются вольфрамовым (шеелит III) оруденением; за счет геденбергита и ферросалита скарноидов и известковых скарнов формируются роговые обманки с шеелитом III, а за счет гранодиоритов, роговиков — железистая

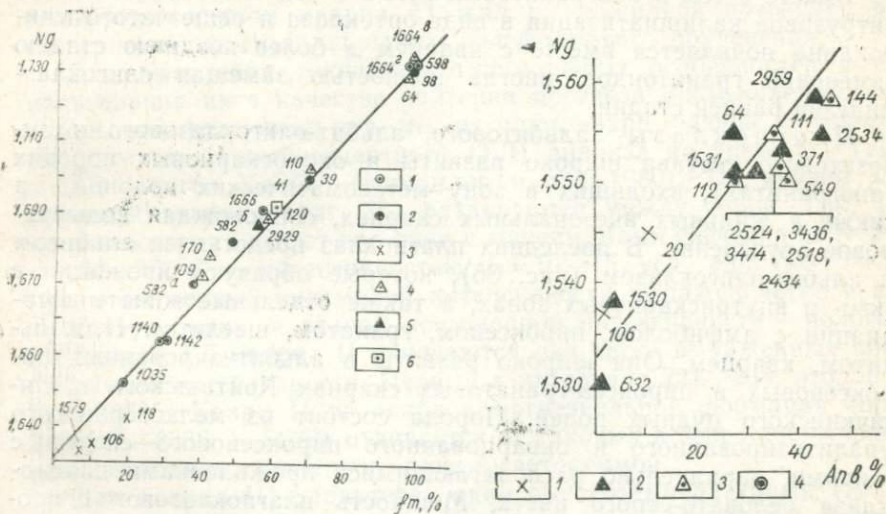


Рис. 34. Корреляционная связь между железистостью и показателем преломления амфиболом из скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана. 1 — роговиков, 2 — скарноидов; 3 — магнезиальных скарнов, и доломитов, 4 — апомагнезиальных известковых скарнов, 5 — известковых скарнов, 6 — околоскарновых пород. Железистость скарновых минералов определялась по В. С. Соболеву.

Рис. 35. Зависимость между показателем преломления и содержанием анортитовой молекулы в плагиоклазах Ингичкинского рудного поля.

1 — апомагнезиальные известковые скарны, 2 — известковые скарны, 3 — околоскарновые пироксен-плагиоклазовые породы, 4 — апогранитовый тип вольфрамовой руды. Обр. 2534, 2524, 3436, 3474, 2518, 2434, по данным Д. К. Власовой.

разность роговой обманки типа гастингсита (Койташ, Лянгар, Каратюбе и др.) с шеелитом III.

Таким образом, состав амфиболов служит одним из критериев установления формационной принадлежности скарнов. Процесс уралитизации пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнов — надежный индикатор их рудоносности.

Полевые шпаты распространены повсеместно, встречаются в скарнах, роговиках, околоскарновых породах, гранитоидах, апогранитах, а также в жильных внезональных скарнах магнезиальной и известковой формации. Из минералов группы полевых шпатов обнаруживаются ортоклаз, микроклин, микроклипертит и плагиоклаз.

Ортоклаз и микроклин в основном распространены в гранитоидных породах вблизи скарново-рудных тел. Они часто каолинизированы и серицитизированы, замещаются альбитом постмагматического генезиса. Кроме того, их часто обнаруживают как реликтовые минералы в пироксеновых и пироксен-гранатовых эндоконтактовых скарнах известковой и магнезиальной формации.

Вместе с тем в апогранитовых рудах в эндоконтактовых зонах интрузивов калишпатизация в виде ортоклаза и решетчатого микроклина появляется вместе с кварцем в более позднюю стадию изменения гранитоидов, иногда полностью замещая олигоклаз-андезин ранней стадии.

Плаггиоклазы альбитового, альбит-олигоклазового и андезитового состава широко развиты в околоскарновых породах (апогранитах), входящих в зону метасоматических колонок, а также в жильных внезональных скарнах, сопровождая вольфрамовое оруденение. В последних плаггиоклаз представлен альбитом и альбит-олигоклазом (рис. 35), которые образуют прожилки в экзо- и внутрискарновых зонах, а также отдельные зоны в ассоциации с амфиболом, пироксеном, гранатом, шеелитом II, кальцитом, кварцем. Они широко развиты в альбитизированных пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнах Койташского и Ингичкинского рудных полей. Порода состоит из мелкозернистого уралитизированного и окварцованного пироксенового скарна с тонкими, параллельно располагающимися прожилочками плаггиоклаза беловато-серого цвета. Мощностъ плаггиоклазового прожилка меняется от долей миллиметра до 2 см. Контуры прожилков неровные, расплывчатые, по краям постепенно переходят к вкрапленной текстуре. В отдельных местах отмечаются линзообразные и желвакообразные скопления плаггиоклаза. Под микроскопом (шл. 1527) отчетливо наблюдается замещение пироксена плаггиоклазом. Замещение происходит в основном по направлению спайности пироксена, довольно часто сопровождаясь уралитизацией (актинолита и роговой обманки). Местами отмечается разъедание плаггиоклаза кварцем. В эндоконтактовой зоне появляются сфен и салит, плаггиоклазы частично серицитизированы.

На юго-западном рудном поле (шахта «Северная») месторождения Ингичка альбитизированные пироксеновые породы приурочены к зальбандовым частям секущих рудных тел известковой формации.

Изучение плаггиоклазов показывает, что количество аортитовой молекулы в плаггиоклазах известкового скарна больше, чем магнезиального.

Кварц. Одна из характерных особенностей скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана — широкое распространение разновозрастных рудоносных и безрудных жильно-кварцевых образований, залегающих в скарновых телах магнезиальной и известковой формации в эндо- и экзоконтактовой

зонах интрузивных массивов. После образования главных скарновых минералов в стадии кислотного выщелачивания последовательно возникают кварц I — амфибол-шеелитовая III, кварц II — молибденит-шеелитовая IV, кварц III — сульфидные парагенетические ассоциации (Исмаилов, 1975).

Во многих случаях отсутствие в кварцевых жилах характерных для той или иной генерации парагенетических минералов мешает отличить рудный кварц от безрудного. А между тем, определение вольфрамоносности кварца из жил и прожилков повышает достоверность прогноза скрытого вольфрамового оруденения.

Для выявления тончайших типоморфных особенностей и использования их в качестве критерия прогноза промышленных залежей вольфрамовых руд мы изучали кварц разной генерации методом термолюминесцентного (ТЛ) анализа на приборе УТЛ-1 в ЦЛ Мингео УзССР (Исмаилов и др., 1980). По кривой ТЛ генерации кварца (рис. 36) различаются между собой. Так, ТЛ кривые кварца I имеют два пика с максимумами свечения 215—247 и 298—300°C с интенсивностью $I_1=10-15$ усл. ед., $I_2=20-34$. При этом первый пик малой интенсивности выражен четко в виде крутого пика, а второй повышенной интенсивности — пологий. На кривой ТЛ кварца II отмечаются два четко выраженных пика различной интенсивности. Первый в интервале 224—238, второй — 306—327°C. Кварц II из скарнов магнезиальной формации (обр. 2806, Л—2636, К—289) отличается от таковых в известковых скарнах интенсивностью второго пика и светосуммой.

Для кварца III характерен один высокотемпературный (258—358°C) пологий асимметричный пик, напоминающий ТЛ кварца золоторудного месторождения Кызылалмасай (Николаева и др., 1975). Следовательно, конфигурация кривых ТЛ кварца и интенсивность пика различных генераций разнообразны и определены условиями его образования.

Таким образом, разные генерации кварца скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана, образованные в стадию кислотного выщелачивания, отличаются по ТЛ свойствам. Вышеуказанные параметры ТЛ кварцев II продуктивных рудных ассоциаций отличаются друг от друга и от кварца III пирротин-халькопирит-пиритовой ассоциацией. Эти отличительные черты ТЛ кварцев I, II, III мы рассматриваем как их типоморфные особенности и рекомендуем использовать при выяснении степени рудоносности кварцевых жил, расположенных в эндо- и экзоконтактных зонах интрузивных массивов Западного Узбекистана.

Существует тесная связь между параметрами ТЛ и минералообразующей средой. Интенсивность свечения, количество и температура пиков ТЛ различных генераций кварца может дать информацию об эволюции процесса минералообразования от ранних (кварц I) ступеней стадии кислотного выщелачивания до поздних (кварц III). Это дает основание использовать ТЛ осо-

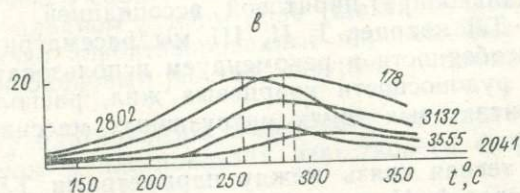
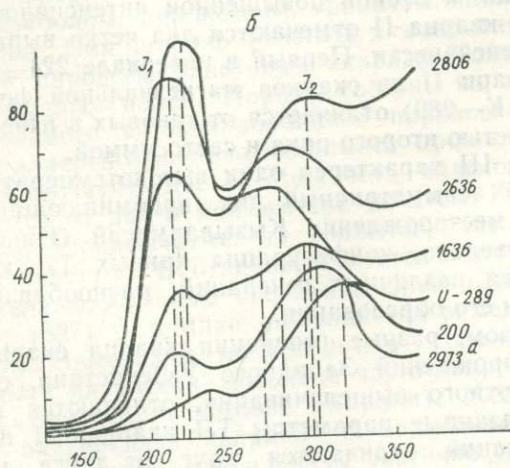
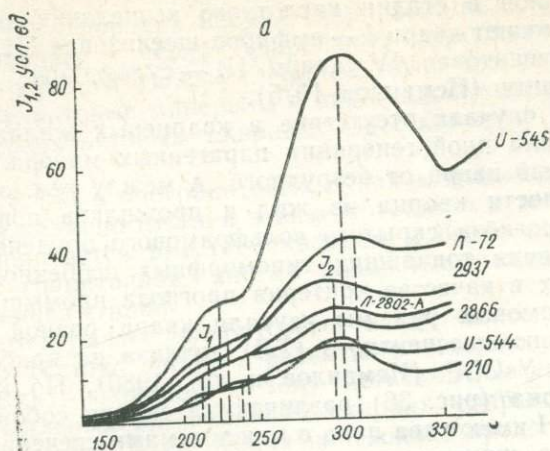


Рис. 36. Кривые термолюминесценции кварца I (а), II (б) III (в) генераций скарново-вольфрам-мolibденовых месторождений Западного Узбекистана.

бенности кварца как один из возможных индикаторов для определения характера изменения кислотности постмагматических растворов в момент рудоотложения.

Шеелит как главный рудный минерал встречается во всех типах вольфрамовых руд Западного Узбекистана. Установлено четыре генерации шеелита: шеелит I раннещелочной стадии, образующийся одновременно с одним из основных минералов скарнов известковой формации — пироксеном. Располагается в неизменных пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнах известковой формации. Распространен незначительно. В апомагнезиальных известковых скарнах не образуется.

Шеелит II кислотной стадии встречается в парагенезисе с альбитом, амфиболом (актинолит, роговая обманка) и локализуется в виде отдельных зон и секущих прожилков в апоскарновых, апогранитовых, роговиковых типах руд. Под микроскопом отчетливо видно замещение пироксена альбитом и кварцем с одновременной уралитизацией пироксена и отложением шеелита II, который распространен ограниченно.

Шеелит III образуется в кислотной стадии выщелачивания в парагенетической ассоциации с кварцем I, амфиболом (тремолит, актинолит, роговая обманка), пироксеном, лепидомелан-аннитом, флогопитом, хлоритом, серпентином в скарнах; полевым шпатом, пироксеном, хлоритом, роговой обманкой и др. в апогранитах.

В тремолитизированных и окварцованных диопсидовых скарнах шеелит III образует редкие и мелкие зерна, тесно срастаясь с тремолитом и кварцем (Ингичка, Тым, Қалта, Лянгар и др.). Наиболее густая вкрапленность и крупные выделения шеелита III приурочены к отдельным трещинам или зонам повышенной трещиноватости в известковых, апомагнезиальных известковых скарнах (Ингичка). Отдельные крупные выделения шеелита III обнаруживаются в околоскарновых пироксен-полевошпатовых (плаггиоклазовых) породах и серицитизированных гранитоидах (апогранитовый тип) в эндоконтактной зоне скарнов магнезиальной формации.

Шеелит III широко распространен во всех типах руд. Наиболее крупные выделения (до 10 см в поперечнике) обнаружены в гигантозернистых, перекристаллизованных пироксен-геденбергитовых скарнах (Ингичка, Койташ, Лянгар и др.). Крупные гнездообразные выделения шеелита имеют овальную и квадратную форму. Наблюдается четкая закономерность, заключающаяся в том, что где крупнокристаллический пироксен, там и крупнокристаллический шеелит III и наоборот (Абдуллаев, 1947; Исмаилов, 1975). Это говорит о том, что процесс перекристаллизации протекал позже, чем отлагался шеелит III, или одновременно с ним. Шеелит III отлагается как путем замещения пироксена, граната, остаточного кальцита и других минералов, так и в мелких трещинах или пустотках, о чем свидетельствует морфология его зерен (Исмаилов, 1975, 1976).

Шеелит IV отлагается в позднекислотной стадии минералообразования в парагенезисе с молибденитом, альбит-олигоклазом, клиногумитом, шпинелью и кварцем в апомагнезиально-скарновых, апоизвестково-скарновых, апогранитовых, роговиковых типах руд месторождений Нуратинской группы (Койташ, Угат, Лянгар). В кварцевых жилах и кварц-шеелит-сульфидных скоплениях обнаруживаются кристаллы шеелита III в форме тетрагональной дипирамиды и комбинации дитетрагональной дипирамиды с пинакоидом.

Для того, чтобы выявить особенность шеелитов III различных типов вольфрамовых руд по их спектрам ЭПР в лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР М. Я. Щербакова измерила интенсивность линий Mn^{2+} и Gd^{3+} (приведены в виде Mn^{2+}/Gd^{3+}) по методу монокристалльной съемки. Полученные результаты (табл. 10) позволяют сделать вывод, что между различным типом вольфрамовых руд и интенсивностью спектров структурной примеси Mn^{2+} и Gd^{3+} , замещающих Ca^{2+} в шеелите III, существует определенная зависимость. Например, шеелит III апомагнезиально-скарновой руды обладает относительно слабой интенсивностью Mn^{2+} и Gd^{3+}/Mn^{2+} , не превышающей 1,3, а шеелит III из апогранитового типа имеет, если не считать единичные аномальные случаи в обр. И-547, среднюю интенсивность Mn^{2+} , Gd^{3+}/Mn^{2+} , составляющую 2,0—2,8. Максимальными значениями отношений Gd^{3+}/Mn^{2+} и интенсивностью спектра Mn^{2+} обладает шеелит III из апогранитового типа вольфрамовых руд.

Колебание интенсивности линий спектра Mn^{2+} , соотношение Gd^{3+}/Mn^{2+} мы склонны объяснить (Исмаилов и др., 1981) влиянием среды, т. е. минералогического состава вмещающих пород, в которых отлагается шеелит III в стадии кислотного выщелачивания, и предлагаем использовать его в качестве типоморфного признака для установления типа вольфрамовых руд.

О. В. Кононов, И. В. Нестеров при помощи люминесцентной спектрофотометрии и ЭПР установили, что в структуре шеелитов, образованных в различных условиях, позиции Mn^{2+} разные: Mn^{2+} в позиции Ca^{2+} имеет обычный изоморфизм, характерный для всех генетических типов; Mn^{2+} в позиции, эквивалентной $[WO_4]^{2-}$, образует комплекс $[MnF_4]^{2-}$, встречается в шеелитах, образованных в кварц-пироксен-плаггиоклазовых метасоматитах послескарновой стадии. Наконец, Mn^{2+} в позиции «внедрение» образует комплекс $[W^{5+}O_4]^{3-}$, Mn^{2+} ($W^{5+}O_4$) $^{3-}$, присутствуя здесь в шестерной координации. Изоморфизм в последней позиции марганца характерен для шеелит-сульфидно-грейзенового типа. Изучая интенсивность спектра Mn^{2+} и Gd^{3+} в шеелитах скарново-редкометалльных, грейзеново-кварцево-жильных, кварц-сульфидно-жильных месторождений и рудопроявлений Дальнего Востока, В. И. Сотников, Е. И. Никитина (1971), Ю. Г. Иванов (1974), М. Д. Капитонов, М. Я. Щербакова, В. П. Солнцев (1972) так-

же пришли к выводу, что различие интенсивности спектров структурного Mn^{2+} и Gd^{3+} обусловлено физико-химическими условиями их образования.

Таким образом, на основании вышесказанного можно сделать следующий вывод. Колебание интенсивностей спектра ЭПР Mn^{2+} , Gd^{3+} и позиция изоморфного замещения в шеелитах редкометалльных месторождений зависят от физико-химических условий образования этого минерала.

Хлориты относятся к числу типоморфных минералов магнезиальных скарнов. Располагаются в виде прожилков, отдель-

Таблица 10

Данные ЭПР шеелитов из различных типов вольфрамовых руд Западного Узбекистана

Номер образца	Интенсивность (I) линии спектра	$\frac{I_{Mn^{2+}}}{I_{Gd^{3+}}}$ услов. един.	Тип вольфрамовых руд
И-541	Слабый	0,8	Апомагнезиально-скарновый
И-544	Слабый	1,3	Апомагнезиально-скарновый
И-370	Средний	2,0	Апогранитовый
И-548	Средний	2,2	Апогранитовый
И-371	Средний	2,8	Апогранитовый
И-547	Интенсивный	4,6	Апогранитовый
К-2259	Средний	2,5	Апоизвестково-скарновый
И-545	Средний	3,3	Апоизвестково-скарновый
Л-Ю	Средний	3,7	Апоизвестково-скарновый
К-У	Интенсивный	3,5	Апоизвестково-скарновый

ных зон в магнезиальных, апомагнезиальных известковых скарнах, околоскарновых породах и гранитоидах. Большею частью приурочены к зонам повышенной трещиноватости. В зависимости от состава пород, за счет которых образуется хлорит, и от ассоциирующих минералов можно выделить следующие разновидности хлорита.

1. Развивающиеся по минералам скарнов в магнезиальной формации в парагенезисе с пирротинном, халькопиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом и др. Внутри чешуйчатых агрегатов хлорита отмечаются субмикроскопические включения амфибола игольчатой формы. В отдельных местах хлорит развивается по лепидомелан-анниту, наследуя его розетчатые, сферолиитовидные агрегаты. Оптические и термические характеристики хлоритов из скарнов магнезиальной формации позволяют выделить среди них амезитовые ($N_g=1,567$, $N_p=1,555$), и клинохлор-пениновые разности ($N_g=1,584$, $N_p=1,570$).

2. Хлорит, образующийся в результате изменения биотитов, амфиболов в гранитоидных породах в ассоциации с плагиоклазом, ортоклазом, сфеном, сульфидами и др. Образуется за счет

гистерогенного разложения пироксена, амфибола, биотита, лепидомелан-аннита, сопровождаемая сульфидную минерализацию. Об этом свидетельствует рассеянная вкрапленность арсенопирита, пирротина, сфалерита, галенита в хлоритизированных участках.

Арсенопирит распространен меньше, чем пирротин и халькопирит. Образует ореолы, прожилки, вкрапленность, гнездообразные скопления в апоскарновых, апогранитовых типах вольфрамовых руд и ассоциирует со сфалеритом, золотом, висмутом, тиллитом, франкеитом, кварцем, шеелитом IV, молибденитом, пирротином, халькопиритом (Лянгар, Тым, Ингичка, Рабинджан, Кызкурган, Яхтон, Тиллягульсай). В арсенопирите, кроме золота и серебра, установлены Ga, Ti, Ni, Co, Bi.

Определенный интерес представляет распределение золота в арсенопиритах месторождений, образованных на относительно разных глубинах (Исмаилов, 1975). Содержание золота увеличивается от более глубинного месторождения Ингичка к менее глубинным Тым (16 г/т) и Лянгар (121,6 г/т).

Молибденит — характерный рудный минерал скарново-вольфрамовых месторождений Нуратинских (Койташ, Лянгар) и Чакылкалянских (Яхтон, Чаштепе и др.) гор. В месторождениях Каратюбинских и Зирабулак-Зиаэтинских гор промышленного скопления не образует, за исключением рудопроявления Тым, где входит в состав апогранитового типа руд.

Молибденит находится в скарнах, роговиковых типах руд в виде прожилков, гнездообразных, розетчатых выделений и отдельных мелкочешуйчатых агрегатов в ассоциации с шеелитом IV, кварцем, полевым шпатом, пироксеном, стильномеланом, халькопиритом, пирротином и др. В апоизвестково-скарновых рудных телах месторождений Койташ, Лянгар содержание молибденита с глубиной падает. Эти особенности использованы для определения уровня эрозионного среза (Исмаилов, 1975) скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана.

В молибдените обнаружены Re, Bi, Se, Te, Ga, Ti и другие элементы. Наиболее высокое содержание висмута отмечается в молибденитах месторождений Койташ и Лянгар.

Пирротин — наиболее широко распространенный сульфид, встречающийся в том или ином количестве во всех месторождениях и рудопроявлениях Западного Узбекистана. Однако гнездообразные, линзообразные и прожилковообразные крупные скопления с халькопиритом, марказитом, пиритом отмечаются в месторождениях Нуратинской группы (Лянгар, Койташ, Угат и др.) в измененных пироксеновых и пироксен-тремолитовых скарнах, роговиках, апогранитах, в крупнокристаллических и «рассыпчатых» кальцитах. Чаще всего образует вкрапленность, тонкие прожилки в лампрофирах (Ингичка, Тым) апогранитовых, апомагнезиально-скарновых рудах, развиваясь по темноцветным минералам. Из элементов-примесей в пирротине установлены таллий, бериллий, олово, никель, селен, теллур, висмут от 0,0—80,0 до

160 г/т. В распределении этих элементов-примесей в пирротинах месторождений Ингичка, Койташ, Лянгар наблюдается определенная закономерность. Соотношение содержаний селена в пирротине Ингичка, Койташа, Лянгара составляет соответственно 2:1,2:1, кобальта 2,2:1:1, теллура 1,2:5:1, а соотношение висмута в пирротинах Ингичка и Койташа 4:4 (Исмаилов, 1975).

Пирит встречается реже, чем пирротин и халькопирит. Он ассоциирует с кварцем, пирротинном, халькопиритом в виде вкрапленности и хорошо образованных кристаллах в апоскарновых и апогранитовых типах вольфрамовых руд Западного Узбекистана. Отмечается дробление апоскарновых вольфрамовых руд с последующей цементацией кварц-сфалерит-галенистыми образованиями. Из элементов-примесей в пиритах Ингичкинского рудного поля в количестве 0,1—100,0 г/т обнаруживаются галлий, висмут, селен, теллур, молибден, вольфрам, кобальт.

Халькопирит установлен в том или ином количестве во всех типах вольфрамовых руд месторождений и рудопроявлений Западного Узбекистана, однако образует довольно крупные скопления в месторождениях Нуратинской группы (Лянгар, Койташ, Угат, полоса Койташ—Угат и др.), реже Зирабулакской (Мискан, Рабинджан и др.). В месторождении Лянгар скопления халькопирита тяготеют к скарнам магнезиальной формации, особенно к их окварцованным и флогопитизированным разностям (Водораздельный, Западный участок). Минерал образует вкрапленность, прожилки и линзообразные тела в скарновых, апогранитовых типах руд, реже — в роговиках и скарноидах в ассоциации с пирротинном, арсенопиритом, пиритом, салитом, висмутом, халькозином, кварцем, флогопитом, мусковитом, хлоритом, пироксеном, гранатом и др. В халькопирите в количестве от 0,00 до 80 г/т установлены элементы-примеси Bi, Se, Te, Sn, Be, Tl и др.

Концентрация олова и висмута увеличивается от месторождений Зирабулакской группы к Нуратинской.

Заметные скопления халькопирита в вышеуказанных объектах позволяют рекомендовать попутную добычу меди и связанных с ней редких и рассеянных элементов.

Сфалерит отмечается во многих скарново-редкометалльных месторождениях и рудопроявлениях Западного Узбекистана. Его тонкие прожилки и вкрапленники встречаются висячем боку скарново-рудных тел в крупнокристаллических и «рассыпчатых» кальцитах (Лянгар, Чаштепе, Ингичка, Койташ и др.), в доломитистых известняках (Ингичка, Кальта, Мискан, Тиллягульсай и др.), в актинолит-тремолитовых прожилках (Кызкурган, Яхтон, Тиллягульсай и др.), апогранитах (Яхтон, Лянгар), роговиках (Койташ, Чаштепе и др.). Сфалерит отдельных скоплений не образует. В нем содержатся селен, теллур, кадмий в количестве от 0,0 до 80 г/т, а висмут — до 1600 г/т.

Галенит отмечается реже, чем сфалерит. Он приурочен главным образом к висячему боку скарново-рудных тел известко-

вой формации. Его вкрапленность и тонкие прожилки находятся в экзокарнах, в крупнокристаллических и «рассыпчатых» кальцитах в ассоциации со сфалеритом, пирротинном, халькопиритом, пиритом, кварцем, кальцитом и др. Заметных скоплений не образует. В отдельных пробах галенита из кварцевых прожилков содержание серебра достигает 1005 г/т (Койташ), что обусловлено тонкими включениями самородного серебра.

Тетраэдрит, висмутин, самородный висмут (Мясников, 1951; Абдуллаев, 1947; Кучукова и др., 1971), а также редкие минералы жозеит, хедлиит (Нечелюстов, 1970) обнаруживаются в сульфидных прожилках, скарнах, апогранитах в ассоциации с халькопиритом, арсенопиритом, пирротинном, сфалеритом, молибденитом, шеелитом, золотом (Лянгар, Ингичка, Чуюн, Чаштепе, Тиллягульсай, Рабинджан, Аккурган и др.). Они в виде включений и субмикроскопических прожилков находятся в арсенопирите, молибдените, пирротине, халькопирите и кварце. Висмутовые минералы образуются, видимо, позже вышеуказанных сульфидов. В целом эти минералы изучены недостаточно.

Серпентин — типоморфный минерал апомагнезиально-скарновых руд. Он образуется в основном за счет гистерогенного разложения форстерита, диопсида, реже тремолита. Иногда слагает внешнюю зону магнезиальных скарнов мощностью 0,5—10 см, повторяя контуры форстерит-диопсидовых скарнов (Ингичка, Лянгар, Яхтон, Кальта, Тым, Майзак, Аккурган и др.). Колебание оптических константов $N_g=1,528-1,558$; $N_p=1,504-1,546$ обусловлено содержанием FeO, MnO и др.

Стильпноmelан распространен широко. входит в состав апомагнезиально-скарновых и апоизвестково-скарновых руд месторождений Западного Узбекистана. В месторождении Ингичка образует самостоятельные рудные тела (Исмаилов, Балакина, 1983) скарнов известковой и магнезиальной формации, отличить которые друг от друга трудно. Состав стильпноmelана помогает решить этот вопрос. В стильпноmelане апомагнезиально-скарновых руд отмечается повышенное содержание MgO (16,9%) и пониженное FeO, MnO, CaO. Эту типоморфную особенность стильпноmelана рекомендуется использовать для установления формационной принадлежности вольфрамовых руд.

Стильпноmelан образуется в позднещелочной стадии минералообразования в результате гистерогенного разложения железистых разностей пироксенов. Не исключена возможность образования его под действием нисходящих поверхностных вод по разломам.

Тальк — типоморфный минерал апомагнезиально-скарнового, апогранитового типов руд. Приурочен к тонким трещинам в этих рудах. Образуется в позднещелочной стадии.

Заканчивая краткую характеристику главнейших минералов вольфрамовых руд Западного Узбекистана, отметим, что магнетит, гельвин, данаит, людвигит, котиит, суванит, флюобарит,

брусит, флюорит, кальцит, доломит и др. описаны ранее (Лиценмайер, 1966, Исмаилов, 1970, 1975; Кучукова, Исмаилов и др., 1971; Перцев и др., 1980; и др.).

Минералого-геохимические и кристаллохимические факторы

Время и место отложения вольфрамового оруденения

Результаты изучения взаимоотношения минералов продуктивных рудных ассоциаций со скарнами позволили определить положение шеелитового оруденения во времени и пространстве.

При выяснении взаимоотношений шеелита со скарнами известковой и магнезиальной формаций и скарноидами исходили из того, что скарно- и рудообразование — процессы единые, протекавшие в отдельных стадиях прерывисто-беспрерывного процесса постмагматического минералообразования в результате изменения кислотноосновных свойств раствора (Жариков, 1968). Представления о взаимоотношениях известковых скарнов с редкометальным оруденением Западного Узбекистана рассмотрены в работах Х. М. Абдуллаева (1947), В. А. Жарикова (1968), Л. И. Шабынина (1974), М. И. Исмаилова (1975), М. С. Кучуковой и др. (1980). Тем не менее в настоящее время установлен одновременный (пироксен-гранат-шеелитовый), сопряженный (альбит-амфибол-шеелитовый II ± кварц) и наложенный (± кварц-амфибол-шеелитовый III) типы вольфрамового оруденения, соответствующие трем генерациям шеелита.

Одновременный тип вольфрамового оруденения характеризуется синхронностью шеелита I с одним из основных минералов известкового скарна — пироксеном (ферросаллит и геденбергит), а также равномерным распределением шеелита I в пироксеновых и гранатовых, чаще всего межпластовых, телах. Контуры рудных тел совпадают с границами указанных скарнов. Одновременное оруденение реже встречается в тыловых частях приконтактных и секущих рудных тел известковой формации, а в магнезиальной шеелит I не установлен.

Сопряженный тип вольфрамового оруденения примечателен тем, что по времени он близок к концу скарнового процесса и началу кислотной стадии. В пространстве руды этого типа и скарновые тела не всегда совпадают. Об отложении шеелита в скарнах известковой и магнезиальной формации в начале кислотной стадии свидетельствуют следующие факты. Альбит-кварц-роговообманковые прожилки с шеелитом II секут тела пироксеновых скарнов с одновременным вольфрамовым оруденением. Контуры сопряженного типа вольфрамового оруденения с последним не всегда совпадают и зависят главным образом от литологического состава и степени трещиноватости вмещающих пород. Например, альбит-кварц-роговообманковые прожилки с

шеелитом II в роговиках, пересекая контуры рудного тела с одновременным вольфрамовым оруденением, удаляются на расстояние 2—5, реже 125—150 м (Койташ). В экзоконтакте известковых скарнов шеелит II отлагался на стыке пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнов с крупнокристаллическими мраморами в виде оторочек мощностью 0,3—5 см.

Прожилки альбит-кварц-амфиболового состава с шеелитом II в свою очередь пересекаются прожилками более поздней кварц-амфибол-шеелитовой III продуктивной рудной ассоциации, явно наложенной на скарн. Кроме того, сопряженный тип оруденения проявляется в виде отдельных альбитовых зон и прожилков в скарноидах, скарнах магнезиальной и известковой формации. Он, как и одновременный тип вольфрамового оруденения, не создает еще промышленной концентрации вольфрама, хотя в отдельных местах содержание WO_3 в рудах приближается к промышленному (Ингичка).

Главными особенностями наложенного типа оруденения являются следующие: а) размещение рудных тел и распределение в них шеелита III, контролируемое внутрирудными дизъюнктивными нарушениями. Контурные рудных тел при этом не совпадают с контурами скарнов; б) крайне неравномерное распределение шеелита III в рудах, обусловленное приуроченностью главной массы шеелита III к пироксеновым, пироксен-гранатовым, гранат-везувиановым (Каратюбе) разновидностям скарнов, что создает зональное строение рудных тел и околорудных измененных пород; в) парагенетическая ассоциация шеелита III с кварцем и амфиболом; г) интенсивная перекристаллизация и регенерация скарновых минералов, главным образом пироксена, граната, реже везувиана в момент отложения шеелита III; д) пересечение жилков и прожилков кварц-амфибол-шеелитовой III ассоциации более поздними кварц-сульфидными (молибденит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит) и сульфидными прожилками.

Наложённый тип оруденений широко развит в Ингичке, Койташе, Лянгаре, Яхтоне, Каратюбе, Майхуре и др. После отложения сопутствующего вольфрамового оруденения происходят внутрирудные подвижки и обновление некоторых ранних трещин, залеченных продуктами оруденения второго типа. По зонам дробления, мелким трещинам, межзерновым пространствам скарновых минералов происходят изменения с образованием амфиболов (роговая обманка, тремолит-актинолит), кварца и шеелита III. Иногда им сопутствуют лепидомелан-аннит, хлорит и др.

Молибденовое оруденение характерно для скарново-редкометалльных месторождений Моголтау (Чорух-Дайрон, Шурали и др.), Нуратинских гор (Лянгар, Койташ) и реже других (Тым, Яхтон, Чаштепе и др.). В этих месторождениях молибденит образует значительные скопления. В месторождениях Лянгар и Койташ он отлагается после образования шеелита III одновременно

с шеелитом IV, полевым шпатом, кварцем и ранними высокотемпературными сульфидами (пирротин, пирит, халькопирит). В Яхтоне и Каратюбе, Чорух-Дайроне (Королева и др., 1976) молибденит как самостоятельный минерал встречается в подчиненном количестве, чаще входит в состав шеелита, образуя молибдешеелит (Яхтон, Чорух-Дайрон и др.).

Более поздний характер оруденения молибдена по сравнению с большинством проявлений вольфрамового оруденения не вызывает сомнения, так как молибденитсодержащие полевошпат-кварцевые жилы с шеелитом IV пересекают скарново-рудные тела с шеелитом III (Западный, Водораздельный участки месторождения Лянгар, Восточный участок Койташа).

Однако молибденовое оруденение не во всех месторождениях проявилось в одинаковой мере и зависит от глубины становления и эрозионного среза гранитоидных массивов, генетически связанных с ними постмагматических образований и их фациальностью (Кучукова и др., 1971).

Минералогический состав скарновых и других пород

В Западном Узбекистане, где скарново-редкометалльные месторождения имеют полиформационный характер, определение влияния минералогического состава метасоматитов на избирательную локализацию вольфрамового оруденения становится затруднительным. К тому же информация об условиях локализации шеелита в скарноидных, апогранитовых, роговиковых, прожилково-штокверковых рудных телах еще далеко недостаточна для того, чтобы выяснить общую закономерность. Поэтому приводимый фактический материал характеризует главным образом распределение шеелитового оруденения в скарново-рудных телах магнезиальной и известковой формаций.

По локализации шеелитового оруденения скарново-рудные тела магнезиальной формации отличны от скарнов по известнякам. Это различие заключается в том, что скарны магматического этапа и апомагнезиальные известковые постмагматического этапа минерализации, не подверженные обработке растворами кислотной стадии, практически безрудны. Шеелит I (одновременный тип вольфрамового оруденения) образуется в известковых скарнах, в апомагнезиальных известковых не отлагается. При взаимодействии растворов ранней ступени кислотной стадии с магнезиальными скарнами диопсидового и диопсид-форстеритового состава образуются диопсид (салит)-альбит (\pm кварц)-тремолит-гранат-шеелитовая II, а с породами апомагнезиальных известковых скарнов — салит (ферросалит)-альбит-актинолит-шеелитовая II, салит (ферросалит)-альбит-гранат (\pm кварц)-амфибол-шеелитовая (сопряженный тип вольфрамового оруденения) разновидности апомагнезиально-скарнового подтипа руд. По мере возвра-

станции кислотности гидротермальных растворов концентрация кремнезема, вольфрама и других элементов увеличивается.

При взаимодействии таких растворов с пироксеновыми и пироксен-гранатовыми апомагнезиальными известковыми скарнами возникают волластонитовые руды салит (ферросалит)-актинолит (актинолит-тремолит)-кварц-шеелитового III, салит-(ферросалит)-актинолит-гранат-кварц-шеелитового III состава. При этом одновременно происходят перекристаллизация и регенерация агрегатов пироксена и граната. Несмотря на то, что кварц-амфибол-шеелитовая продуктивная ассоциация кислотной стадии проявилась очень интенсивно, рудные тела и скарны магнезиальной формации в экзоконтактной зоне конформные. Несоответствие контуров рудных тел и скарнов магнезиальной формации наблюдается в эндоконтактной зоне, где за счет околоскарновых и гранитоидных пород возникают пироксен-плаггиоклазовые, плаггиоклаз-хлорит-мусковитовые с шеелитом минеральные разновидности апогранитового типа вольфрамовых руд (рис. 37). В апогранитовых рудных телах месторождения Ингичка шеелит III локализуется избирательно и приурочен к крупнокристаллическим пироксен-плаггиоклазовым околоскарновым породам (рис. 38). В них отмечается латеральная зональность: а) мелкозернистые апомагнезиально-скарновые, состоящие из салита, ферросалита, кварца, амфибола и шеелита III; б) среднезернистая апогранитовая руда, образованная пироксеном, плаггиоклазом, роговой обманкой и шеелитом III; в) кварц-шеелитовая зона; г) крупнокристаллические плаггиоклазы с включением пироксена, шеелита III; д) центральная зона, сложенная крупнокристаллическим шеелитом III, в котором отмечаются реликты пироксена и плаггиоклаза. Далее эти же зоны располагаются в обратной последовательности.

В целом апогранитовый тип вольфрамовой руды, включая пироксен-полевошпатовую разность, пространственно и генетически сопряжен со скарново-рудными телами магнезиальной формации. Факторы, обусловившие локализацию вольфрамового оруденения в этих породах, весьма разнообразны. Так, влияние литолого-структурных факторов на формирование данного типа вольфрамового оруденения выразилось в доломитовом составе контактирующих карбонатных пород, пологости и неровности (Ингичка и др.) контактовой поверхности гранитоидного интрузива (0—12°).

Физико-механический фактор проявился в тонкозернистости, плотности и отсутствии трещиноватости самих доломитовых мраморов и образованных по нему магнезиальных и апомагнезиальных известковых скарнов. Вследствие этого мелкозернистые, плотные магнезиальные и апомагнезиальные известковые скарны служат экраном, задерживающим проникновение гидротермальных вольфрамсодержащих растворов стадии кислотного выщелачивания. При взаимодействии этих растворов с пироксен-плаггиоклазо-

выми и измененными гранитоидными породами «апограниты» создавали благоприятные физико-химические условия для отложения шеелита III, кварца и формирования «апогранитового» типа руд. При этом уралитизировался пироксен, а плагиоклазы серицитизировались. Кроме того, есть случаи, когда шеелит III располагается в пироксен-плагиоклазовой околоскарновой породе. Иначе говоря, в пологих ровных доломитовых контактах с гранитоидным интрузивом при слабом развитии трещиноватости наложенный тип вольфрамового оруденения локализуется в околоскарновых пироксен-полевошпатовых изменениях гранитоид-

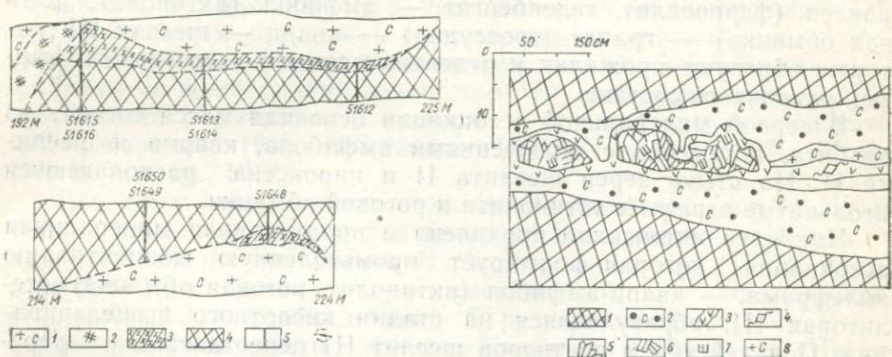


Рис. 37. Форма залегания вольфрамовых рудных тел апогранитового типа Ингичкинского рудного поля (по данным геологов Ингичкинского рудоуправления).

1 — серицитизированный и хлоритизированный биотитовый гранодиорит, 2 — лейкократовый гранит серицитизированный, 3 — рудное тело апогранитового типа, 4 — апомагнезиально-скарновый тип вольфрамовой руды, 5 — линия бороздовой пробы и ее номер.

Рис. 38. Избирательная локализация шеелита III в измененных перекристаллизованных биотитовых гранодиоритах и пироксен-плагиоклазовых околоскарновых породах Ингичкинского рудного поля.

1 — апомагнезиально-скарновый тип вольфрамовой руды, 2 — пироксен-плагиоклазовые околоскарновые породы, 3 — кварцевые прожилки, 4 — крупные кристаллы сфена, 5 — друзы пироксена, 6 — полевые шпаты, 7 — крупные выделения шеелита III, 8 — биотитовые серицитизированные гранодиориты.

ных (апогранитовый тип руды) пород, в перекристаллизованных, окварцованных и уралитизированных апомагнезиально-известковых скарнах; несоответствие контуров скарнов магнезиальной формации с рудными телами наблюдается в эндоконтактной зоне. Апогранитовый тип вольфрамовой руды в Ингичкинском рудном поле встречается только в эндоконтактной части скарново-рудных тел магнезиальной формации. Поэтому эндоконтактные зоны скарново-рудных тел магнезиальной формации не только Ингичкинского рудного поля, но и всего Западного Узбекистана следует опробовать.

Скарново-рудные тела известковой формации характеризуются устойчиво повторяющимися минеральными ассоциациями, состоящими из различных комбинаций: волластонит — пироксен

(ферросалит, геденбергит); гранат (гроссуляр) — андрадит 25, шеелит I, везувиан, полевой шпат (актинолит, роговая обманка) и минералы стадии кислотного выщелачивания, которые встречаются как в скарнах известковой, так и магнезиальной формации.

Неизменяемые пироксен (ферросалит, геденбергит), пироксен-гранат и другие минеральные ассоциации скарнов, содержащие редкие зерна шеелита I, не создают промышленной концентрации вольфрама. Она связана с продуктивными минеральными ассоциациями: альбит — пироксен (ферросалит, геденбергит) — амфибол (актинолит, роговая обманка) — шеелит II (\pm кварц), пироксен (ферросалит, геденбергит) — амфибол (актинолит, роговая обманка) — гранат (гроссуляр) — кварц — шеелит III, которые образуют прожилки и отдельные зоны в известковых скарнах различного состава.

В первой минеральной ассоциации основная масса состоит из альбита, пироксена с включениями амфибола, кварца и шеелита II. На стыке зерен шеелита II и пироксена располагаются игольчатые агрегаты актинолита и роговой обманки.

Наиболее интенсивно проявлена и продуктивная минеральная ассоциация, которая формирует промышленную концентрацию вольфрама, — кварц-амфибол (актинолит, роговая обманка)-шеелитовая III, образующаяся на стадии кислотного выщелачивания. Под действием растворов шеелит III переотлагается и перераспределяется. Одна часть рудного тела обогащается шеелитом за счет других его частей, вследствие чего формируется апоизвестково-скарновый тип вольфрамовой руды с промышленным содержанием трехоксида вольфрама.

В местах проявления растворов кислотной стадии с большой интенсивностью (Ингичка, Лянгар и др.) контуры скарново-рудных тел известковой формации не конформны со скарновыми телами в экзоконтактовой зоне. Растворы, просачиваясь через скарновые тела по мелким трещинам, попадают в среду, контрастную по минералогическому составу пород. Вследствие этого крупнокристаллические кальцитовые мраморы окварцовываются, одновременно отлагается шеелит III, образуя апокарбонатный тип вольфрамовой руды. Следовательно, в отличие от скарнов магнезиальной формации неконформность между скарновыми телами известковой формации и вольфрамовыми рудными телами отмечается в экзоконтактовой зоне.

Хотя понятия «скарны» и «руды» не всегда совпадают, исследователи давно заметили приуроченность вольфрамового оруденения к определенным минеральным типам скарнов.

Попытки установить вольфрамоносные типы минеральных ассоциаций в пределах Средней Азии предприняты Х. М. Абдуллаевым (1945, 1947), Н. Н. Королевой и др. (1976), В. А. Королевым и др. (1977), Н. Д. Ушаковым (1956) и др. Одни исследователи исходили из того, что процессы образования скарнов и отложения шеелитового оруденения генетически связаны меж-

ду собой и локализация шеелита в них — явление закономерное, зависящее от геологических и физико-химических условий процесса (Абдуллаев, 1945, 1947; Кучукова и др., 1966; Королев В. А. и др., 1977). Другие утверждали, что распределение шеелита в скарнах контролируется главным образом, дизъюнктивными нарушениями, а скарны служат лишь как вмещающей средой и их состав почти не влияет на локализацию вольфрамового оруденения (Ушаков и др. 1956; Нечелюстов, 1971).

Х. М. Абдуллаев (1945) для скарново-редкометалльных месторождений Средней Азии вообще и Западного Узбекистана, в частности, подчеркивал, что промышленная концентрация вольфрама, главным образом в известковых скарнах, связана с пироксеновыми и пироксен-гранатовыми типами скарнов, причем с их темными железистыми разностями. Это получило широкое подтверждение и развитие в работах многочисленных исследователей (Жариков, 1968; Хамрабаев, 1969; Исмаилов, 1975; Королев В. А. и др., 1977).

Для того, чтобы показать значение отдельных минеральных типов скарнов (без формационного подразделения) и локализации шеелитового оруденения В. А. Королев и др. (1977), ввели трехбалльную систему: 1 — второстепенный, 2 — широко распространенный, 3 — преобладающий. В результате выяснилось, что в наиболее крупных месторождениях Западного Узбекистана (Ингичка, Койташ, Лянгар, Яхтон и др.) широко распространенным и преобладающим промышленно важным типом являются пироксеновые и пироксен-гранатовые скарны.

Чтобы количественно оценить вольфрамоносность метасоматитов эталонных месторождений Ингичка, Койташ и Лянгар, нами подсчитана частота встречаемости различных типов минеральных ассоциаций наиболее крупных рудных тел (по простиранию и падению) этих месторождений, вскрытых штольнями и шахтами (табл. 11). Изучение сопровождалось отбором образцов из разных минеральных типов скарнов. Затем подсчитывалось количество образцов идентичного состава и устанавливалась частота встречаемости каждого типа в процентах.

Такой подсчет вскрывает значимость каждого минерального типа приблизительно, но отражает общую закономерность распространения вольфрамоносных минеральных ассоциаций в этих месторождениях. На основании такого подсчета суммарная частота встречаемости пироксеновой (ферросалит, геденбергит) и пироксен-гроссуляровой ассоциации в месторождениях Ингичка и Койташ соответственно составляют 93,18% и 92,30%. В то же время в Лянгаре этот показатель равен 56—54%. Ощутимое различие выявляется по суммарной частоте встречаемости гранатовых, гранат-пироксеновых скарнов в месторождениях Ингичка и Койташ, — соответственно 6,82 и 7,02%, а в Лянгаре — 41,35%, что обусловлено различным эрозионным срезом этих объектов: Лянгар — мало-, Койташ — умеренно-, а Ингичка —

глубокоэродированные относительно друг друга (Хамрабаев, 1958; Исмаилов и др., 1970).

Позже такое представление обосновывалось степенью распространённости молибденита, содержанием пиропы и альмандина в гранатах, характером распределения рудных и рассеянных элементов в главнейших минералах этих месторождений (Исмаилов, 1975).

Интересные данные получены С. А. Денисовым, который подсчитал содержание минералов скарново-рудных тел месторожде-

Таблица 11

Частота встречаемости минеральных разновидностей скарнов известковой формации месторождений Ингичка, Койташ, Лянгар

Минеральная разновидность скарнов	Ингичка		Койташ		Лянгар	
	Частота	Среднее содержание	Частота	Среднее содержание	Частота	Среднее содержание
Пироксеновый	79	59,14	188	62,87	42	25,93
Пироксен-гранатовый	44	33,33	88	29,43	48	29,62
Гранат-пироксеновый	5	3,80	18	6,02	53	32,71
Гранатовый	4	3,03	3	1,00	14	8,64
Везувиановый	—	—	2	0,66	5	3,08
Сумма	132	99,30	299	99,98	162	99,98

Примечание. По каждому месторождению в первой колонке—кол-во образцов, во второй—частота встречаемости.

ния Ингичка. Он разделил рудное тело на три части (по мощности) и проследил количество отдельных минералов от эндоконтактной зоны к экзоконтактной. Как выяснилось, 80—90% общего объема руд занимают железистые пироксены (геденбергиты), 2—7—кальциты, 2—4—гранаты (гроссуляры), 2—3—амфиболы, 0,45—3—шеелит, 2—3—кварц, 1,55—2,3—сульфиды. Количественное содержание всех минералов, за исключением пироксена, увеличивается от эндо- к экзоконтактной зоне. Увеличение содержания амфибола, кварца и шеелита III от эндо- к экзоконтактной зоне подтверждает мнение Х. М. Абдуллаева (1947), что в известковых скарново-рудных телах шеелит концентрируется в экзоконтактной зоне.

На фоне вышеизложенного не следует сбрасывать со счета гранатовую и гранат-везувиановую ассоциации, являющиеся главными локализаторами вольфрамового оруденения в месторождениях Каратюбе, Кумбель и др. Возникновение таких минеральных ассоциаций обусловлено особенностью литологического состава вмещающих пород (Кучукова, 1957).

В этом же плане мы не сможем согласиться с мнением В. Н. Ушакова и др. (1976), что наличие диопсида и скаполита в скарново-рудных телах может служить главным признаком про-

мышленной концентрации вольфрама. Минералами-локализаторами промышленной концентрации вольфрама являются пироксены (салит, ферросалит, геденбергит) и глиноземистые гранаты (гроссуляр), а рудосопровождаемыми — амфиболы (тремолит, актинолит-тремолит, актинолит, роговая обманка), плагиоклазы, альбит, альбит-олигоклаз, биотит и кварц. Пироксен и гранат в различных сочетаниях служили благоприятными факторами для локализации оруденения.

Следовательно, вышеуказанные минеральные ассоциации в скарных телах и прожилковых образованиях, расположенные в контуре термального метаморфизма вмещающих осадочно-метаморфических пород, могут служить надежными минералогическими критериями вольфрамового оруденения.

Физико-химические факторы локализации

В локализации вольфрамового оруденения главными факторами являются изменение кислотно-основных свойств, температурный градиент гидротермальных растворов, окислительно-восстановительный потенциал, потенциал ионизации петрогенных и рудных элементов, предел устойчивости отдельных минералов и др. Эти факторы разработаны в основном Д. С. Коржинским, В. А. Жариковым, Л. И. Шабыниным, Н. Н. Перцевым и др. при помощи физико-химического анализа природных парагенетических ассоциаций минералов и экспериментов. Тем не менее на основании детального изучения парагенетических ассоциаций, условий локализации шеелита, а также литературных данных, можно сделать вывод, что при образовании разных типов вольфрамовых руд главную роль играют кислотность и щелочность растворов. При взаимодействии кислых растворов с пироксеновыми, пироксен-гранатовыми и другими породами создается благоприятная обстановка для отложения вольфрама в виде шеелита, а кремнезема в виде кварца. При этом щелочи расходуются на амфиболизацию пироксенов, серицитизацию полевых шпатов (плагиноклазов). Одновременно пироксен и другие скарные минералы перекристаллизуются и регенерируются.

Кристаллохимические факторы

Для вскрытия связи между кристаллохимическими особенностями пироксенов, гранатов и характером локализации в них шеелита нами вычислены структурные элементы этих минералов по методу Н. З. Евзиковой (1966). При этом использованы результаты химического и рентгеноструктурного анализов, приведенные в ранее опубликованных работах (Исмаилов, 1981). Во избежание повторения результаты химического анализа и число атомов всех катионов пироксена и граната не приводятся. Для того

чтобы показать корреляционную связь между содержанием железа и структурной плотностью, приводим суммарное содержание Fe^{2+} и Fe^{3+} (табл. 12).

Установлено, что с повышением суммарного содержания Fe^{2+} и Fe^{3+} абсолютная плотность пироксена уменьшается, абсолютная и относительная рыхлость увеличивается. Физический

Таблица 12

Значения структурных элементов пироксенов и гранатов
скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана

номер образца	Пироксен			Гранат					
	число атомов Fe^{2+} Fe^{3+}	η	ω	Ω	номер образца	число атомов Fe^{2+} Fe^{3+}	η	ω	Ω
И-3870	0,85	0,0903	6,666	11,074	Л-4346	0,410	0,0905	6,651	11,062
И-3891	0,821	0,0890	6,758	11,226	Л-4243	0,20	0,0904	6,656	11,062
К-5358	0,855	0,0889	6,796	11,299	К-564	0,295	0,090	6,622	11,001
Л-4805	0,811	0,0879	6,845	11,371	К-565	0,302	0,0909	6,200	11,001
Ч-341	0,134	0,0914	6,587	10,942	С-326	0,851	0,0848	7,097	11,792
Ч-234	0,114	0,0913	6,592	10,953	С-332	0,632	0,0742	8,108	13,477

Примечание. И—Ингичка, К—Койташ, Л—Лянгар, Ч—Чаткал, С—Суреньята); η —абсолютная плотность, ω —абсолютная рыхлость, Ω —относительная рыхлость.

смысл этого заключается в том, что при изовалентном изоморфизме, при равных объемах, когда Mg^{2+} , имеющий меньший радиус иона, замещается Fe^{2+} (с большим радиусом ионов), в кристаллической решетке создаются чрезмерное уплотнение, определенное напряжение и дислокация (поляризация атомов, субмикроскопические трещины), приводящие к уменьшению абсолютной плотности пироксенов. С другой стороны, количество атомов, находящихся в единице объема (IA^3) в структуре железистого пироксена, т. е. коэффициент абсолютной плотности, в понимании Н. З. Евзиковой (1966), уменьшается (0,0879) по сравнению с таковым в магнезиальных пироксенах (0,0914). С уменьшением плотности увеличивается абсолютная и относительная рыхлость минерала. Тем самым создается благоприятная обстановка для метасоматического замещения пироксена другими минералами кислотной стадии, в том числе кварцем, шеелитом III и позже сульфидами.

Аналогично изучались гранаты. Установлена корреляционная связь между суммарным содержанием Fe^{2+} , Fe^{3+} и структурными элементами граната. С повышением суммарного содержания железа уменьшается абсолютная плотность, увеличивается абсолютная и относительная рыхлость. В этом случае ионный радиус алюминия, который намного меньше трехвалентного железа,

замещается последним, вследствие чего происходит уплотнение, напряжение и дислокация в пространственной решетке граната. При этом теряется абсолютная прочность и увеличивается рыхлость граната. Создается благоприятная обстановка для метасоматического замещения граната минералами кислотной стадии.

На основании вышеизложенных данных можно сформулировать другой важный вывод, что повышение суммарного содержания Fe^{2+} и Fe^{3+} в пироксенах и гранатах обратно пропорционально коэффициенту абсолютной плотности и прямо пропорционально коэффициентам абсолютной и относительной рыхлости этих минералов. При этом ослабляется структурная абсолютная плотность и увеличивается рыхлость, создается благоприятное состояние для метасоматического замещения этих минералов кварцем, шеелитом и другими минералами кислотной стадии.

Геохимическое сродство вольфрама с железом в пироксенах и гранатах

Главными осадителями вольфрама в виде шеелита являются железистые пироксены (салиты, ферросалиты, геденбергиты) и маложелезистые гранаты¹. Это, вероятно, обусловлено тем, что вольфрам имеет тесное геохимическое сродство с железом, марганцем, молибденом и другими элементами (Лебедев, 1972; и др.). В таблице «Плеяда изоморфных элементов», составленной В. И. Лебедевым (1972) с использованием идеи и фактических материалов К. А. Власова (1963), вольфрам может изоморфно замещать Mo, Nb, Ta, Fe, Ti, Cr, Sn, Sc. В связи с этим для выяснения геохимической связи вольфрама с железом мы определяли содержание вольфрама в мономинеральных пробах пироксена и граната из скарново-рудных тел магнезиальной и известковой формаций, обладающих различной железистостью (табл. 13).

Вольфрам содержится только в пироксенах повышенной железистости — салитах, ферросалитах и геденбергитах апомагнезиально-известковых, известковых скарнов. Особенно в крупнокристаллических перекристаллизованных разностях железистых пироксенов содержание вольфрама в 13 раз больше, чем в мелкозернистых и в 20—100 раз больше, чем в гранатах известковых скарнов. Высокое содержание вольфрама отмечается в железистых гранатах. Сравнение содержаний вольфрама в гранатах из скарново-рудных тел известковой формации месторождений Ингичка, Койташ, Лянгар показывает, что количество его уменьшается от Ингички (максимальное 28 г/т) к Лянгару (минимальное 1,6 г/т). Это, видимо, связано с различными условиями формирования указанных месторождений.

¹ Хотя гранаты скарново-редкометалльных месторождений в целом соответствуют по составу гроссуляру, но рудный гранат более железистый, чем безрудный.

Относительно повышенное содержание вольфрама в мономинеральных пробах железистых пироксенов и гранатов свидетельствует о геохимическом родстве Fe с W, которые изоморфно

Таблица 13

Содержание вольфрама в пироксенах и гранатах
скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана

Номер образца	Формация скарнов	Минерал	Содержание вольфрама, г/т	Железистость (fm), %	Месторождение
И-119 ^{2**})	Магнезиальная	Диопсид тонкозернистый	Не обн.	3	Ингичка
И-120 ^{2**})	"	То же	"	5	"
И-363 ^{**})	"	"	"	Не обн.	"
И-844 ^{**})	"	"	"	Не обн.	"
И-105 ^{**})	(апомагнезиально-известковые)	Салит II среднезернистый	30,0	50	"
5889 [*])	Известковая	Геденбергит III мелкозернистый	34,0	90	Яхтон
3336 [*])	"	Геденбергит III крупнозернистый	430,0	100	Ингичка
И-686 ^{**})	"	Гранат II	Не обн.	9,5	"
И-689 ^{**})	"	"	"	10	"
И-131 ^{**})	Магнезиальная	"	"	10	"
2070 [*])	Известковая	"	28,0	87,9	"
2030 [*])	"	"	22,0	85,5	"
2040 [*])	"	"	12,5	Не обн.	"
3133 [*])	"	"	4,5	"	"
5639 [*])	Известковая	"	26,0	Не опр.	Койташ
2871 [*])	"	"	15,0	"	"
4426 [*])	"	"	7,20	"	Лянгар
2533 [*])	"	"	1,60	"	"

^{*}) Данные нейтронно-активационного анализа, полученные П. Н. Нишановым в лабор. Института ядерной физики АН УзССР.

^{**}) Данные полуколичественного спектрального анализа, полученные М. Я. Камцов в лабор. Института геологии и геофизики АН УзССР.

замещают друг друга и тем самым благоприятствуют локализации вольфрамового оруденения в скарновых телах, сложенных этими минералами.

Петрографические факторы и критерии

Интенсивность проявления жильно-магматических тел и постагматических минерализаций в эндоконтактной зоне

Индикаторное значение жильно-магматических пород и постагматических проявлений в эндоконтактных зонах крупных скар-

ново-рудных тел рудных полей Западного Узбекистана выявлено с достаточной достоверностью (Ушаков Н. Д., 1952, 1967, 1969; Хамрабаев и др., 1971, 1981; Кучукова и др., 1971; Отрощенко, 1972). Кроме этого, такие данные приводятся в гл. VI. Сущность сводится к тому, что между интенсивностью проявления жильно-магматических и постмагматических образований в зоне эндоконтакта и мощных скарново-рудных тел на контакте (с карбонатными породами) существует прямая связь. Иначе говоря, насыщенность зоны эндоконтакта постмагматическими образованиями можно использовать как важный признак наличия скрытой промышленной скарново-рудной залежи.

«Полосчатые» роговики как индикатор скрытого оруденения

«Полосчатые» роговики, которые залегают на контакте песчано-сланцевой толщи с гранитоидным интрузивом (Койташ, Лянгар, Ингичка, Лапас, Джузумли, Шар-Шар и др.), могут служить косвенным критерием для прогноза скрытого вольфрамового оруденения. Это основывается на ранее установленном нами положении (Исмаилов, 1975) о том, что возникновение таких роговиков синхронно с кварц-амфибол-шеелитовой III стадией минерализации. При этом не исключена возможность нахождения в более глубоких частях толщ «полосчатых» роговиков вольфрам-молибденового оруденения «роговикового» или «кварцитовых» типов руд, аналогичного рудам месторождений Тырнаузского рудного поля или Кузнецкого Алатау (Рафиенко и др., 1963).

Аналогичные «полосчатые» роговики широко распространены в рудопроявлениях Лапас, Джузумли и Шар-Шар, которые следует тщательно изучать.

Зональность скарново-редкометалльных тел магнезиальной и известковой формаций

Скарново-редкометалльные тела магнезиальной и известковой формаций существенно отличаются друг от друга внутренним строением, обусловленным различным размещением отдельных минеральных зон в пространстве и времени.

Минерализация отдельных зон, участвующих в общей зональности скарново-рудных тел, может служить индикатором скрытого оруденения и позволит целеустремленно вести поисково-разведочные работы. Поэтому целесообразно рассматривать зональность по формациям и морфологическим типам скарново-рудных тел: а) приконтактовые, б) секущие, в) межпластовые.

Зональность приконтактовых скарново-рудных тел магнезиальной формации в отличие от известковых формируется в течение длительного периода на доломитовом контакте гранитоидного интрузива. Образование их

более. В реликтовых доломитах отмечается четко выраженная автономная микрозональность, повторяющая контуры реликтов: а) доломитовый мрамор мелкозернистый; б) кальцифир клиногумитового, диопсидового, форстеритового, серпентинового, кальцитового состава; в) диопсид-форстеритовый скарн с неровными контурами, местами нацело замещенный серпентином и хлоритом; г) диопсидовая порода с тремолитом, кварцем, шеелитом III, хлоритом, серпентином; д) хлорит-серпентиновая порода с включениями сульфидов; е) тремолит-хлоритовая порода с реликтами диопсида ($f_m=16\%$) с включениями кварца и шеелита III; 3 — пироксен-плаггиоклазовые околоскарновые породы с актинолитом, серицитом, кальцитом и сфеном; 4 — гранодиориты биотитовые серицитизированные и хлоритизированные, 00 — гранодиориты биотитовые слабохлоритизированные. Вышеотмеченные породы пересечены кварцевыми и хлорито-сульфидными прожилками.

Для зональности скарнов магнезиальной формации характерно наличие в пределах одной и той же зоны пироксенов различного состава (рис. 39, б): 0 — доломиты мелкозернистые; 1 — аподоломитовые крупнокристаллические кальциты с реликтами доломита; 2 — аподоломитовые крупнокристаллические кальциты с флогопитом и реликтами мелкозернистого доломита; 3 — пироксеновые ($f_m=50\%$, салит, ферросалит $f_m=70\%$) апомагнезиальные скарны с кварцем, тремолитом, актинолитом, шеелитом III и реликтами магнезиального (диопсид $f_m=08-10\%$) скарна; 4 — пироксен (диопсид $f_m=8-10\%$)-плаггиоклазовые околоскарновые породы серицитизированные и хлоритизированные с вкрапленностью пирротина; 00 — лейкократовые граниты серицитизированные.

В секущих скарново-рудных телах магнезиальной формации в отличие от приконтактных отмечается латеральная зональность (рис. 39, в): 0 — аподоломитовые кальциты крупнокристаллические с реликтами мелкозернистого доломита; 1 — диопсидовые скарны; 2 — пироксеновые (ферросалитовые) апомагнезиальные известковые скарны с кварцем, амфиболом, шеелитом III; 3 — пироксен-плаггиоклазовые околоскарновые породы; 00 — граниты лейкократовые серицитизированные и хлоритизированные. Далее вышеотмеченные зоны чередуются в обратной последовательности. В строении некоторых секущих рудных тел магнезиальной формации (Ингичка) участвуют гранат-пироксеновые апомагнезиальные известковые скарны с реликтами диопсидовой породы (рис. 39, г): 0 — кальцитовые аподоломитовые мраморы крупнокристаллические; 1 — волластонитовые скарны тонкозернистые с реликтами диопсида; 2 — пироксеновые (салитовые) апомагнезиальные известковые скарны с кварцем, актинолитом, шеелитом III. Последний неправильной и овальной формы, приурочен к участкам скопления актинолита; 3 — гранат-пироксеновые (салитовые) скарны с кварцем, актинолитом, шеелитом III и реликтами диопсидового скарна. Пироксен преобладает

над гранатом. Далее повторяются те же зоны в обратной последовательности.

В межпластовых рудных телах магнезиальной формации отмечаются следующие зоны: 0 — доломитовые мраморы тонкозернистые; 1 — форстеритовые скарны с флогопитом, серпентином, пиритом, пирротиниом и молибденитом; 2 — форстерит-диопсидовые скарны с тремолитом, кварцем, кальцитом, шеелитом III; 3 — диопсид-тремолитовые и салитовые породы с кварцем, шеелитом III с реликтами диопсида. Порода частично серпентинизирована и оталькована; 4 — пироксен-полевошпатовые околоскарновые породы с роговиковой текстурой и прожилками кварца; биотит-полевошпатовые роговики с кварцем, пирротиниом, пиритом и халькопиритом.

Межпластовые рудные тела, в отличие от других типов рудных тел, имеют свои особенности, заключающиеся в том, что в составе руды преобладают тремолит-актинолит; околоскарновая порода имеет роговиковую структуру.

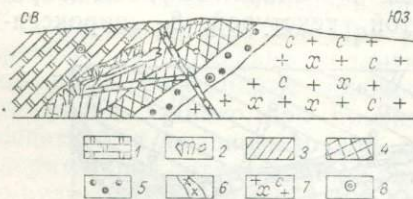
2. Наиболее часто встречающаяся и в какой-то мере обобщенная зональность приконтактных скарново-редкометалльных тел известковой формации месторождения Ингичка выглядит таким образом: 0 — кальцитовые мраморы крупно-гигантозернистые; 1 — геденбергитовые экзоскарны или кварц-геденбергитовые породы с шеелитом III; 2 — гранат-геденбергитовые (\pm везувиан) эндоскарны с кварцем, амфиболом и шеелитом III (\pm молибденит), пироксен составляет 70—90%, гранат — 0,0—76; 3 — гранат- и гранат-пироксеновые эндоскарны. Содержание в породе граната 29,6—55,2%, пироксена — 33,5—49,3, кальцита — 1,4—15,8, кварца — 0,0—5,3, эпидота — 0,6, шеелита III — 1,04%; 4 — пироксен (ферросалит, геденбергит)-плагиоклазовые (андезин) околоскарновые породы с амфиболом, кварцем, кальцитом, хлоритом, серицитом, редко сфеном, ортитом, шеелитом и др.

В этом рудном теле отмечена вертикальная зональность, выражающаяся в том, что с глубиной уменьшается количество граната и волластонита, а пироксена увеличивается и переходит в мономинеральную породу (Власова, 1968).

В выклинивающихся секущих рудных телах одни метасоматические зоны по простирацию сменяются другими: гранат-пироксеновые переходят в гранатовую, а последняя — в волластонитовую.

Межпластовые скарново-редкометалльные тела известковой формации практическое значение приобретают на месторождениях Койташ и Каратюбе, где мощность их доходит до 3—5 м и более. Залегают они между известняками, доломитами и роговиками различного состава. Состоят из следующих зон: 0 — кальцитовые мраморы крупнокристаллические; 1 — пироксеновые (салит, ферросалит) скарны с амфиболом, кварцем, альбитом, шеелитом II и III, кальцитом, иногда с реликтами биотит-полевошпат-пироксенового роговика; 2 — пироксеновые скарны с включениями граната, амфибола, альбита, кварца, ше-

лита II, III; 3 — пироксен-полевошпатовые околоскарновые породы мелкозернистые; 4 — биотит-полевошпат-пироксеновые; 3 — гранат-везувиановые, гранат-пироксеновые эндоскарны или кварц-гранат-пироксен-амфиболовые породы с шеелитом III, молибденитом; 4 — пироксен-полевошпатовые (\pm кварц, амфибол) породы; 00 — гранодиориты или граниты измененные. В эндоконтактной зоне иногда появляются волластонитовые или тремолитовые зоны. Рудные тела известковой формации в отличие от магнезиальных характеризуются интенсивной перекристаллизацией с образованием разнородной структуры амфибол-пироксен-кварцевых пород с четко выраженной зональностью (рис. 40).



Метров	Колонка по скв. 475	Мощность, м	Номер образца
300			
302			
304		1.90	15 35
306		3.60	15 34
308			
310		3.90	15 33 15 32
312			19 31
314		0.60	15 30
316		4.1	15 29 15 28 15 27
318			15 25

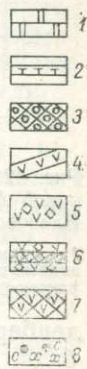


Рис. 40. Зональность разнородных пироксеновых скарнов Ингичкинского месторождения (разрез через рудное тело 1).

1 — крупнокристаллический мрамор известняковый, 2 — крупнозернистый пироксен с кварцем, амфиболом и шеелитом III, 3 — среднезернистый, 4 — мелкозернистый, 5 — околоскарновые пироксен-плаггиоклазовые породы, 6 — прожилки кварца, 7 — гранит биотитовый хлоритизированный и серицитизированный, 8 — место взятия образца.

Рис. 41. Зональность пироксен-альбит-амфибол-кварцевых вольфрамоносных метасоматитов в скарново-рудных телах известковой формации Ингичкинского рудного поля.

1 — мраморы известковые среднезернистые, 2 — тремолит-актинолитовые оторочки, 3 — гранат-пироксеновые экзоскарны с шеелитом III, пирротином, 4 — прожилки кварца с шеелитом III, 5 — альбит-пироксен (геденбергит)-амфибол (роговая обманка)-кварцевые породы с шеелитом II массивно вкрапленной текстуры, 6 — альбит-пироксен (геденбергит)-амфибол-кварцевые породы с шеелитом II полосчатой (полосчато-вкрапленной) текстурой, 7 — пироксен-кварцевые породы с шеелитом III, 8 — пироксен-плаггиоклазовые околоскарновые породы серицитизированные и хлоритизированные.

В альбитизированных скарново-рудных телах (Ингичка) зональность имеет другой вид (рис. 41): 0 — кальцитовый мрамор крупнозернистый; 1 — тремолит-актинолитовая порода с кварцем, пироксеном, пирротином и кальцитом; 2 — гранат-пироксеновый экзоскарн с альбитом, роговой обманкой, шеелитом III, кварцем, пирротином; 3 — альбит-амфибол-пироксен-кварцевые породы с

шеелитом II, кальцитом; 4 — реликты крупнокристаллического кальцитового мрамора; 5 — альбит-амфибол-пироксен-кварцевые породы с шеелитом II полосчато-вкрапленной текстуры; 6 — ге-

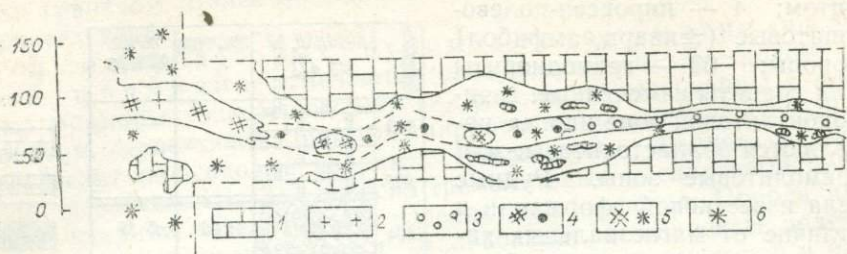


Рис. 42. Зональность крутопадающего (секущего) скарново-рудного тела известковой формации Ингичкинского рудного поля, Центральный участок (по Д. К. Власовой, 1968).

1 — мраморы известковые среднезернистые, 2 — гранодиориты биотитовые, 3 — гранатые эндоскарны, 4 — пироксен-плаггиоклазовые околоскарновые породы, 5 — пироксеновые и пироксен-гранатые эндоскарны, 6 — пироксеновые и пироксен-гранатые экзоскарны.

денбергит-кварцевая порода с незначительным содержанием альбита, сфалерита и других сульфидов; 7 — альбит-амфибол-кварц-денбергитовые породы с полосчатой текстурой; 8 — пироксен-

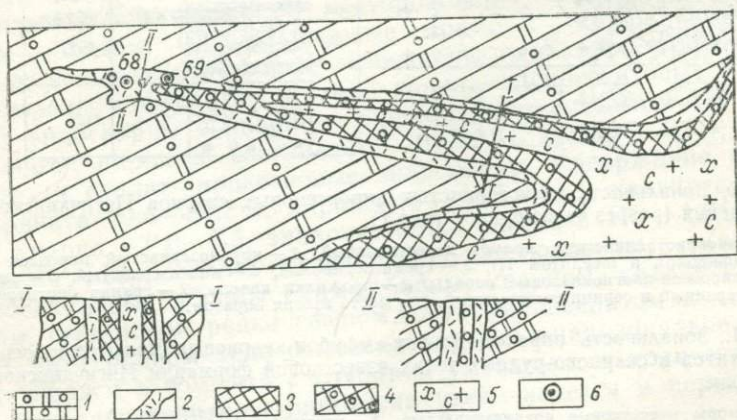


Рис. 43. Характер размещения волластонит-гранатового скарна в секущих рудных телах Ингичкинского рудного поля (шахта Северная, Западный штр., горизонт III).

1 — мраморы известковые крупнозернистые, 2 — волластонитовые скарны, 3 — кварц-амфибол-пироксеновые породы, 4 — кварц-амфибол-пироксен-гранатые породы, 5 — гранодиориты серицитизированные и хлоритизированные, 6 — место взятия образца и его номер.

плаггиоклазовые околоскарновые породы с кварцем, пирротинном, серицитом, биотитом и др.

Секущие скарново-редкометалльные тела известковой формации характеризуются латеральной зональностью и наличием волластонитовой, гранат-актинолитовой

оторочки в экзоконтактной зоне; 0 — мраморы известковые, среднезернистые (рис. 42, 43); I — пироксен (геденбергит)-волластонитовые породы; пироксен (геденбергит), пироксен-гранатовые породы мелкозернистые с кварцем, шеелитом III. Далее зоны размещаются как на рис. 42, 43.

Из вышеприведенного можно сделать следующие выводы:

1. Каждый морфологический тип скарново-рудных тел характеризуется своим внутренним строением, составом отдельных минеральных зон, которые следует учитывать при прогнозировании скрытого вольфрамового оруденения. Например, в приконтактных скарново-рудных телах магнезиальной формации, особенно в их экзоконтактных частях, отмечаются резко выраженные неоднородности в составе пород одной и той же зоны. В частности, в зоне аподоломитовых кальцитов и магнезиальных скарнов нередко обнаруживаются реликты тонкозернистого доломита, а в апомагнезиальных известковых скарнах — реликты собственно магнезиального скарна. Железистость пироксенов в них также колеблется в широких пределах.

2. Интенсивное развитие последующей кислотной и позднещелочной стадии минерализации затушевывает первоначальную зональность рудных тел. При этом значительное место занимают процессы окварцевания, уралитизации и перекристаллизации скарнов обеих формаций с одновременным отложением шеелита и сульфидов. Однако при прочих равных условиях, в сульфидных кислотной и позднещелочной стадий процессы серпентинизации, хлоритизации, оталькования развиваются только за счет скарново-рудных тел магнезиальной формации.

Минералогические оценочные критерии

Результаты изучения отдельных минералов при помощи точных новейших физических методов, а также бурное развитие генетической минералогии позволяют наряду с литолого-структурными, магматическими, тектоническими, геохимическими учитывать и минералогические критерии оценки рудоносности отдельных площадей при поисково-оценочных и разведочных работах (Чухров, 1969; Хамрабаев и др., 1971; Григорьев, Жабин, 1975; Исмаилов, 1975; Иванов, 1974; Юшкин, 1977; Гинзбург, 1978; «Минералогические критерии оценки рудоносности», 1981; Кудрина, 1981).

Наш опыт разработки минералогических оценочных критериев рудоносности применительно к скарново-редкометалльному оруденению Западного Узбекистана убеждает в том, что типоморфные особенности минералов, кальцитовых мраморов, минеральных парагенезисов жил, прожилков, их зональность, характер минерализации зоны гипергенеза и др. могут быть использованы для выявления скрытого вольфрамового оруденения.

Особенности минеральных парагенезисов жил, прожилков и их зональность

Рассмотрим индикаторное значение минеральных парагенезисов жил и прожилков постмагматической минерализации, залегающих в осадочно-метаморфической толще, на скрытое редкометалльное оруденение. Такие образования по отдельным рудным полям описаны в главе VI. Здесь следует отметить, что прожилковые индикаторные проявления ранее изучались в Ингичкинском (Ушаков, 1952; Хамрабаев, 1958; Исмаилов и др., 1970, 1975), Лянгарском (М. Д. Троянов, Ю. А. Чернявский, Е. А. Румянцев), Чорух-Дайронском (Хамрабаев, 1963 и др.) и наиболее детально в Койташском (Хамрабаев и др., 1971, 1976₂) рудных полях и Яхтонском (Ушаков В. Н. и др., 1979) месторождении.

Мы уделили также большое внимание выяснению особенностей формирования жил и прожилков во времени и пространстве, а также изменению состава парагенных прожилковых минералов в зависимости от литологического состава вмещающих пород. На такой основе прожилковые образования вышеуказанных рудных полей обобщены в работе М. И. Исмаилова (1975), причем они подразделены на четыре группы.

В настоящее время, исходя из стадийной зональности формирования жил и прожилков парагенных минералов, характера их пространственного размещения относительно контакта вмещающих пород с гранитоидными интрузиями, а также синхронности возникновения некоторых прожилков с вольфрам-молибденовым оруденением с учетом литологического состава вмещающих пород и широкого распространения скарнов магнезиальной формации, установленных в последнее время, все парагенезисы жильных минералов (от скарново-рудных тел в сторону осадочно-метаморфических пород) подразделены (в возрастной последовательности) на пять групп.

1. Пироксеновые (диопсидовые), форстеритовые и диопсид-форстеритовые инфильтрационно-метасоматические прожилки и мелкие линзообразные и трубообразные тела с четко выраженной зональностью, образующиеся в результате взаимодействия трансмагматических растворов с доломитами. Мощность, протяженность прожилков и отдельных их минеральных зон находится в прямой зависимости от характера контактовой поверхности интрузива с доломитами, их трещиноватости в момент внедрения интрузива, интенсивного подтока трансмагматических флюидов и др. Примером может служить Ингичкинское рудное поле, где в относительно ровном пологом (0—40°) контакте гранитоидного интрузива с доломитом формируются инфильтрационные «фронтальные» (Шабынин, 1981) скарны с пироксеновыми (диопсид-салит, иногда с шеелитом III) оторочками, «усиками», удаляющиеся на расстояние 0,2—5,0 м от приконтактных рудных тел.

В Тым-Кальтасайской полосе, где контактовая поверхность Кудукчинского и Кальтинского интрузивов крутоволнистая, обусловленная заплывами апофизов интрузивов по дизъюнктивным нарушениям субмеридионального и северо-западного направлений, формируются многочисленные форстеритовые, диопсидовые и диопсид-форстеритовые прожилки. Под действием растворов кислотной стадии диопсид тремолитизируется с одновременным отложением шеелита III (\pm кварц). Форстерит гистерогенно серпентинизируется. В зонах повышенной трещиноватости формируются рудные тела, выделенные в последнее время как прожилково-штокверковый тип. Главная масса прожилков приурочена к апикальным частям, круто вздымающимся апофизам интрузивов, отходящим от контакта на несколько сотен метров. При этом количественное соотношение диопсида и форстерита в жилах меняется в зависимости от удаления от контакта интрузива как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении.

Такие прожилково-штокверковые рудные тела выявлены в Майзаке, Джине, Яхтоне, Аккургане и др. Непосредственно на контакте формируются маломощные приконтактные «компактные» тела. Флюиды как трансмагматические, так и постмагматические, растекаясь по трещинам (Перцев и др., 1980), образуют таких мощных «компактных» скарнов и приконтактных рудных залежей, как в Ингичке.

Хотя образование диопсидовых и форстеритовых прожилков во времени и пространстве оторвано от рудного процесса, они могут служить косвенными минералогическими индикаторами на вольфрамовое оруденение, связанное с формацией магнезиальных скарнов. Тремолитизированные разности диопсидовых скарнов прожилкового типа являются прямым индикатором скрытого вольфрамового оруденения.

2. Прожилки минералов-индикаторов, формирование которых связано с постмагматическим скарнообразованием (раннещелочная стадия) инфильтрационно-метасоматического происхождения: пироксеновые (ферросалит-геденбергит), гранат-пироксеновые, гранат-пироксен-везувиановые с шеелитом III (одновременный тип оруденения) в известняках; пироксеновые (салитовые), пироксен-плаггиоклазовые, пироксен-гранатовые в роговиках; пироксеновые (салит, ферросалит), гранат-пироксеновые, пироксен-гранат-везувиановые с флогопитом, тремолитом, клиногумитом, гумитом и др. в доломитах. Как вытекает из вышеприведенных данных, разнообразие ассоциирующихся минералов обусловлено литологическим составом вмещающих пород, изменением кислотности и щелочности растворов и т. д. Например, в прожилковых апомагнезиальных известковых скарнах, образованных в доломитовой среде, пироксен II и гранат II ассоциируют с флогопитом, тремолитом, клиногумитом, гумитом, везувианом и др. без шеелита I (Кучукова и др., 1980); в скарноидах, «полосчатых» роговиках — с плаггиоклазом, амфиболом, полевым шпатом; в

роговиках — с амфиболом, плагиоклазом, шеелитом I. При этом состав и физические свойства пироксена находятся в прямой зависимости от литологического состава вмещающих пород.

Пироксены, образованные за счет роговиков, имеют примерно одинаковую железистость и физические свойства, обусловлен-

Таблица 14

Влияние состава вмещающих пород на парагенетические ассоциации, рудных полей

Номер образца	Оптические константы		f_m , %	Минимальный состав		Параметры кристаллической решетки		
	Ng	Np		геденбергит	диопсид	a, Å	b, Å	c, Å
18946	1,706	—	10,0	18,0	82,0	9,7564	8,9342	5,2522
14	1,722	1,702	42,5	37,0	63,0	9,790	8,9661	5,255
1164a	1,724	1,702	42,5	37,0	63,0	9,7936	8,9661	5,2552
1164г	1,722	1,702	42,5	37,0	63,0	9,790	8,9661	5,255
208	1,723	1,702	43	39,5	69,5	9,7924	8,9672	5,2552
99	1,745	1,726	60,0	78,0	22,0	9,838	9,0009	5,259
18936	1,733	—	60,0	70,0	30,0	9,8116	8,9848	5,2568
218—к	1,752	1,729	90,51	95,0	5,0	9,8524	9,0222	5,2602

* Железистость (f_m), минимальный состав, параметры кристаллической ре-

шние близостью литологического состава этих пород (табл. 14).

Максимальным значением железистости (90,5%) и соответственно физическими свойствами обладают пироксены из скарнов известковой формации, минимальными (10%) — пироксены из магнезиальных скарнов, что обусловлено резко различными условиями формирования. По составу пироксены апомагнезиальных известковых и известковых скарнов, образованных за счет скарноидов (известково-силикатных роговиков), примерно одинаковые.

Из вышеизложенного вытекает, что между составом вмещающих пород и пироксенов имеется прямая связь; изменение состава приводит к изменению физических свойств пироксенов. Иначе говоря, физические свойства пироксенов — функция химического состава, который зависит от условий образования.

3. Прожилки минералов-индикаторов, образование которых синхронно с сопряженным и наложенным типами вольфрамово-молибденового оруденения: альбит-кварц-шеелитовые II, альбит-амфибол (актинолит, тремолит, роговая обманка)-шеелитовые II, кварц-амфибол (тремолит, актинолит)-шеелитовые III, кварц-шее-

состав и физические свойства пироксенов Койташского и Лянгарского

Парагенетические ассоциации минералов	Вмещающие породы	Порода	Место взятия
Пироксен I, кальцит, форстерит	Доломиты	Магнезиальн. скарноид, магматич. этапа	Лянгар
Пироксен III, плагиоклаз, шеелит I	„Полосчатые“ роговики	Скарноид	Койташ (Саганаксай)
Амфибол, плагиоклаз, пироксен III, шеелит I	Амфибол-полевошпат. роговики	„	Койташ (Шайт)
Пироксен III, амфибол, плагиоклаз, шеелит I	То же	„	„
Пироксен III, гранат, плагиоклаз, шеелит	Биотит-полевошпат. роговики	„	Полоса Койташ—Угат
Пироксен III, плагиоклаз, шеелит I	Скарноид известковый	Скарн известковый	„
Форстерит, гумит, везувиан, пироксен I, III, гранат	Доломиты	Апомagneзиально-известковый скарн	Лянгар
Пироксен III, кварц III, шеелит III, уралит	Известняки	Известковый скарн	Койташ (Центр. уч.)

шетки пироксенов определены по показателям преломления.

литовые, диопсид (салит)-тремолит-шеелитовые III, кварц-флогопит-шеелитовые III, кварц-пироксен-амфиболовые (актинолит-тремолит, роговая обманка) с молибденитом, кварц-молибденит-шеелитовые IV, кварц-гранат-пироксен-шеелитовые III, кварц-турмалин-шеелитовые IV с золотом, кварц-вольфрамит-шеелитовые III, кварц-тремолит-гранат-шеелитовые III, кварц-полевошпат-серицит-шеелитовые III, марганцовисто-железисто-волластонит-геденбергит-шеелитовые. Минералогическое разнообразие этих прожилков обусловлено литологическим составом вмещающих пород, интенсивным проявлением минерализации кислотной стадии и др. Сказанное можно продемонстрировать на примере изменения состава амфиболов. В доломитистых известняках, магнезиальных скарнах амфибол представлен тремолитом (Лянгар, Каратуе,

Хасаятепа, Сарыкуль), в доломитах апомагнезиальных известковых скарнов — тремолит-актинолитом (Кызкурган, Яхтон, Тиллягульсай, Ингичка, Тым-Кальтасай, Джин, Лянгар и др.), в известковых скарнах, скарноидах, апогранитах, роговиках — роговой обманкой (Ингичка, Койташ, Тым, Лянгар, Дунётепа, Хаузбулак, Шаит, Угат и др.) и ее железистыми разновидностями — гастингситом и феррогастингситом.

В Койташском рудном поле широко распространены альбит-амфибол-шеелитовые III, кварц-амфибол-шеелитовые прожилки, которые приурочены в основном к роговикам различного состава. Они размещаются в экзоконтактовой зоне на расстоянии 300—400 м от контакта гранитоидного интрузива. К этой группе можно отнести гранат-тремолитовые прожилки с кварцем и шеелитом III, отходящие от скарново-рудных тел в сторону карбонатных пород (Лянгар). На рудопроявлении Тиллягульсай кальцит-тремолит-актинолитовые прожилки с шеелитом III и галенитом переходят в пироксен-роговообманковые, затем в пироксеновые скарны (Хамрабаев и др., 1971).

4. Прожилки кварц-сульфидных и сульфидных парагенезисов, наложенные на скарново-рудные тела, — косвенный индикатор вольфрамового оруденения. В данном случае пути движения гидротермальных растворов позднекислотной стадии гидротермальных растворов, из которых отлагался шеелит III, совпадают. Следует учесть, что кварц-сульфидные прожилки, пересекая скарново-рудные тела в роговиковой среде, удаляются на значительное расстояние — 1000 м от контакта в сторону вмещающих пород. К ним относятся: кварц-арсенипиритовые с золотом и шеелитом (Лянгар, Алтынказган); кварц-пирротиновые, халькопирит-марказитовые с флогопитом; пирротин-халькопирит-пиритовые с висмутыми минералами; серпентин-сульфидные, кварц-пирротиновые, кварц-сфалеритовые, карбонатно-сульфидные с флогопитом жилы и прожилки.

В доломитах наряду с сульфидами появляются флогопит, серпентин, хлорит (Лянгар, Ингичка, Тым, Кальта, Джин, Каттасай, Яхтон, Тиллягульсай, Аккурган и др.).

5. Прожилки и жилы минералов, образование которых связано с проявлением низкотемпературных гидротермальных растворов позднещелочной и нейтральной стадии. Они располагаются как возле скарново-рудных тел, так и во внешних зонах контактового ореола интрузива, прослеживаясь на расстояние 1000—2000 м и более (по горизонтали). К ним относятся безрудные кварцевые, кварц-карбонатные, карбонатно-кварц-флогопитовые (Ингичка, Лянгар, Каратюбе), кальцит-флогопитовые (Ингичка, Лянгар, Рабиджан, Чаштепе) жилы и прожилки в известняках, брусит-кальцитовые прожилки в доломитах (Кальтасай), кальцит-кварц-цеолитовые прожилки в роговиках (полоса Койташ — Угат), кальцит-актинолитовые (Кальтасай), кальцит-киноварные (Алтыаул, Казанбулак) жилы и прожилки.

Подобные жилы не могут быть использованы как основные индикаторы скрытого вольфрамового оруденения. Тем не менее, они служат дополнительным минералогическим критерием при оценке перспектив отдельных площадей и рудного поля в целом.

Для того, чтобы проследить характер размещения вышеперечисленных прожилковых образований в пространстве, нами изучались керны нескольких скважин Койташского рудного поля (Исмаилов, 1975). В результате установлено, что в кернах скважин, вскрывших рудное тело, в интервале 0,0—120—140 м минералогический состав прожилков представлен в основном кальцитом, иногда вкрапленностью пирита, глубже увеличивается количество кварцевых прожилков, появляются волластонитовые и волластонит-пироксеновые (инт. 342, 22—432, 24). Ближе (80—90 м) к приконтактовым рудным телам обнаруживаются (в роговиках) прожилки пироксеновых скарнов. В скважине, не вскрывшей рудное тело, наблюдается другая картина. Весь вскрытый ею интервал (0,0—212,1 м) представлен кварцевыми и кальцитовыми прожилками и лишь два прожилка волластонитовые.

Обобщая вышеизложенное, следует подчеркнуть, что в пространственном размещении прожилков и жил индикаторных минералов различного состава наблюдается как вертикальная, так и горизонтальная стадийная зональность. Это подтверждает закономерность, установленную Д. В. Рундквистом, И. А. Неженским (1971) для других скарново-рудных месторождений, и позволяет выделить индикаторные парагенетические ассоциации минералов.

1. Очень близкие индикаторы в вертикальном направлении, предположительно свидетельствующие о наличии скарново-редкометалльных тел на глубинах от 2—3 до 80—200 м. К ним относятся прожилковые образования I и II группы. Вертикальный и горизонтальный размах этих прожилков зависит от литологического состава перекрывающей толщи, наличия в них доагматического дизъюнктивного нарушения, характера контактовой поверхности, интенсивности просачивания трансмагматического и постмагматического растворов и др. В роговиках и доломитах они удаляются на значительное расстояние, в известняках, как правило, далеко от рудного тела не уходят.

2. Близкие индикаторы, указывающие на наличие скрытого скарново-редкометалльного оруденения примерно на глубине от 10—20 до 300—400 м. К ним относятся прожилки третьей группы. В роговиковой среде отмечается изменение минералогического состава прожилков: амфибол-альбитовые прожилки (2—5 м) вблизи контакта переходят в амфиболовые и кварц-амфиболовые (125—250 м) вдали от него.

В магнезиальной среде диопсид-тремолитовые, тремолит-кальцитовые, кальцит-тремолит-актинолитовые прожилки с шеелитом III могут удаляться на расстояние 200—300 м и более от контакта гранитоидного интрузива с доломитами (Кальта-Гымская полоса, Майзак, Яхтон и др.) по разломам.

3. Удаленные индикаторы скрытого скарново-редкометалльного оруденения, относящиеся к прожилковым образованиям четвертой группы. Максимальную мощность и протяженность имеют кварц, кварц-сульфидные жилы в роговиках и окварцованных зонах. Такие минерализованные жилы и прожилки могут находиться на максимальном удалении от скрытых рудных залежей как по вертикали (от 300—400 до 1000 м), так и по горизонтали.

4. Очень удаленные индикаторы скрытого скарново-редкометалльного оруденения, вернее критерий оценки перспективности отдельных площадей месторождения или рудного поля. Сюда относятся индикаторы пятой группы, которые проявляются на расстоянии 1000—2000 м и более по горизонтали и приблизительно 500—600 м по вертикали. Кальцитовые прожилки в известняках, кальцитовые в роговиках могут удаляться на значительное расстояние (Исмаилов, 1975).

При применении вышеприведенных индикаторов скрытого редкометалльного оруденения для оценки отдельных площадей рекомендуется учитывать литологический состав вмещающих пород.

Характер минерализации зоны гипергенеза скарново-редкометалльных тел

Характерными особенностями минерализации зоны гипергенеза скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана являются локальное развитие и приуроченность в основном к выходам отдельных скарново-рудных тел, содержащих сульфиды железа, меди, мышьяка, свинца, цинка и молибдена. Основной облик зоны гипергенеза и образующихся при этом «железных шляп» определяется содержанием пирротина как легко окисляющегося в поверхностных условиях минерала, с одной стороны, и развием пострудных нарушений (зоны дробления), с другой.

Имеющиеся материалы по скарновым полям Западного Узбекистана позволяют выделить несколько типов минерализации, возникающих в зоне гипергенеза, и рекомендовать использовать их в качестве индикаторов скрытого редкометалльного оруденения (Исмаилов, 1975).

1. Нонтронит-бурожелезняковая зона окисления состоит главным образом из контронита, бурых железняков, реже сепиолита, галлуазита, халцедона, монтмориллонита, хризоколлы, малахита, ковеллина, молибдита, ферримолибдита, пиролюзита, псиломелана, опала и др. Они образуются в результате разложения скарновых минералов (пироксен, амфибол, волластонит и др.), обогащенных сульфидами. Встречаются во всех рудных полях.

2. Бурожелезняково-язрозитовые железные шляпы, состоящие в основном из гётита, гидрогётита, язрозита, реже псиломелана, пиролюзита, повеллита, малахита, хризоколлы, азурита, самородной меди и церуссита, образующихся при разложении моно-

минеральных прожилков сульфидов с доломитом, вермикулитом (Лянгар), а также сульфидсодержащих кварцевых и кварц-карбонатных жил и прожилков.

3. Тонкие прожилки и мелкие линзы плотной гетит-халцедоновой массы, залегающие в интенсивно мраморизованных известняках (южное крыло Койташской мульды, Лянгар, Ингичка и др.) со значительным содержанием WO_3 (0,54%).

Это указывает на возможность использования «железных шляп» в качестве прямого индикатора скрытого редкометалльного оруденения.

Таким образом, из материалов, изложенных в данном разделе, можно сделать следующие выводы.

1. Главным промышленно важным типом вольфрамовых руд все еще остается скарновый. Однако апогранитовые, апомагнезиально-скарновые, сульфидно-редкометалльные и роговиковые типы, выявленные в последнее время, также начинают приобретать весомое значение. Ускоренное вовлечение их в промышленную сферу, в первую очередь руд Койташского поля Южного Букантау, существенно расширит минерально-сырьевую базу действующих горнорудных предприятий Узбекистана.

2. В пределах одного и того же рудного поля (Ингичка, Лянгар, Яхтон, Каратюбе и др.) устанавливаются скарново-рудные тела известковой и магнезиальной формаций (полиформационные), обусловленные влиянием состава вмещающих карбонатных (известняков и доломитов) пород. Рудные тела каждой формации характеризуются своими типоморфными минералами и минеральными ассоциациями, по которым можно установить формационную принадлежность скарново-рудных тел.

3. Локализация вольфрамового оруденения в скарново-рудных телах различной формации обусловлена минералого-петрографическими, кристаллохимическими, геохимическими и временно-пространственными факторами. Собственно магнезиальные и апомагнезиальные известковые скарны, не подверженные обработке растворами кислотной стадии, практически безрудные. В известковых скарнах, формирующихся синхронно с апомагнезиальными известковыми скарнами, отлагается одновременный (шеелит I) тип, а в апомагнезиальных известковых скарнах шеелит I не образуется. В стадии кислотного выщелачивания в момент формирования сопряженного (шеелит II) и наложенного (шеелит III) типов вольфрамового оруденения в известковых скарнах шеелит локализуется в экзоконтактной зоне (кварц-карбонатная руда), а в магнезиальных скарнах (шеелит II, III) — в эндоконтактной, т. е. в зоне пироксен-полевошпатовых околоскарновых пород и в измененных гранитоидах (апогранитовая руда). Апогранитовые типы руд пространственно и генетически сопряжены со скарнами магнезиальной формации, которые играют роль «экрана», или «минералогического барьера», задерживающего просачивание растворов кислотной стадии. Исходя из этого, рекомендуется про-

вести поисково-ревизионные работы на площадях распространения магнезиальных скарнов в Западном Узбекистане для обнаружения скрытых апогранитовых руд, за счет которых может быть получен значительный прирост запасов вольфрама.

4. Оруденение избирательно локализуется как в магнезиальных, так и в известковых скарнах в железистых пироксеновых разностях (салит, ферросалит и геденбергит), пироксен-гранатовых (преимущественно глиноземистые разности) и гранат-везувиановых скарнах, околоскарновых породах, особенно в крупнокристаллических, перекристаллизованных, уралитизированных, кварцсодержащих их разностях.

5. Из комплекса минералогических и петрографических критериев скрытого вольфрамового оруденения наиболее надежными являются интенсивность проявления жильно-магматических тел и постмагматических минерализаций в эндоконтактной зоне, особенность минеральных парагенезисов жил, прожилков, их зональность в пространственном размещении, типоморфные особенности главных минералов, степень перекристаллизации известняков (гиганто- и крупнозернистые мраморы), доломитов (аподоломитовые кальциты), зональность скарново-рудных тел, характер минерализации зоны гипергенеза.

Типоморфные особенности аподоломитовых кальцитовых мраморов как критерий формационной принадлежности рудных тел и их прогноза

Мы отмечаем, что значительная распространенность скарнов магнезиальной формации в скарново-редкометалльных месторождениях Узбекистана установлена лишь в последние годы. Это в первую очередь объясняется сходством минерального состава известковых и апомагнезиальных — известковых скарнов, что создает значительные трудности в установлении их формационной принадлежности.

Для решения вопроса используются типоморфные свойства и ассоциации скарновых минералов. Однако этот трудоемкий метод не всегда дает положительные результаты, поэтому выявление новых критериев установления формационной принадлежности скарново-рудных тел представляет большую актуальность. Мы на Ингичкинском рудном поле попытались привлечь типоморфные свойства карбонатных пород вблизи скарново-рудных тел известковой и магнезиальной формаций.

Под действием термального метаморфизма и постмагматических процессов известняки рудного поля интенсивно осветляются и перекристаллизовываются.

В отличие от известняков доломиты при термальном метаморфизме существенных структурных изменений не претерпевают.

В зоне контакта интрузива и внешней зоне магнезиально-скарновых тел по доломитам развивается (до десятка сантиметров,

реже 1—2 м) кальцифировая оторочка, за которой сохраняются характерная тонко-, мелкозернистая структура и «искристый» облик доломитов.

Интенсивные структурные и химические преобразования на-

Таблица 15

Зависимость интенсивности раздоломичивания доломитов от интенсивности постмагматического преобразования фронтальных магнезиально-скарновых тел шахты „Капитальная“ месторождения Ингичка

Карбонатные породы вблизи скарновых тел, кол-во наблюдений	Мелкозернистые магнезиальные скарны с очень слабым постмагматическим преобразованием	Преобразованные апомагнезиально-известковые скарны с многочисленными реликтами магнезиальных скарнов, иногда с редкой мелкой вкрапленностью шеелита	Апомагнезиально-известковые скарны с редкими реликтами магнезиальных скарнов, часто с вкрапленностью шеелита, сульфидов	Апомагнезиально-известковые скарны, местами перекристаллизованные, окварцованные с вкрапленностью шеелита и сульфидов
Тонко- и мелкозернистые светло-серые, зеленые, плотные доломиты с тонкой оторочкой кальцифиров во внешней зоне скарновых тел, 9	100*	56	20	
Мелкозернистые светло-серые и белые доломиты с линзами аподоломитовых крупно- и гигантозернистых кальцитовых пород, 14		44	20	15
Крупно- и гигантозернистые белые и светло-серые кальцитовые породы с линзами мелкозернистых доломитов, 15			60	15
Крупно- и гигантозернистые белые и светло-серые аподоломитовые кальцитовые породы. Линзы доломитов обычно очень редки или на некотором (10—15 м) удалении от рудных тел, 20				70

* частота встречаемости, %.

блюдаются в доломитах экзоконтакта постмагматически преобразованных магнезиальных скарнов. Причем, начало этих изменений совпадает с известково-скарновым преобразованием магнезиальных скарнов (Бабаджанов, 1981).

Обогащенные CO_2 («отработанные») постмагматические ра- створы, просачиваясь по более проницаемым зонам, вызывают перекристаллизацию и раздоломичивание доломитов. В резуль- тате в мелко- и среднезернистых доломитах экзоконтакта фронт-

Таблица 16

Типоморфные особенности апоизвестняковых и аподоломитовых крупно- и гигантозернистых кальцитовых пород Ингичкинского рудного поля

Типоморфные особенности	Апоизвестняковые кальци- товые породы	Аподоломитовые кальцитовые породы
Структурные	Перекристаллизация равномерная, границы зерен ровные	Перекристаллизация неравномерная — наличие участков-линз более мелкозернистого сложения, границы зерен зубчатые и ровные
Химические	Содержание MgO низкое и равномерное в пробах из различных точек экзоконтакта	Содержание MgO высокое и в пробах из различных точек экзокон- такта колеблется в больших преде- лах (рис. 47)
Минералогичес- кие	Однородный кальцито- вый	Неоднородный — наличие микро- скопических реликтов доломитов в структуре распада и экссоляционного доломита в кальцитовых зернах (рис. 45, 46)
Термические	Термограммы, харак- терные для типичных кальцитов	Часто два эндотермических пика: глубокий в области диссоциации кальцитов и небольшой в области диссоциации доломитов (рис. 44).
Декрепитаци- онные	Кривые с одним мак- симумом растрескивания в температурном интер- вале $180-480^\circ\text{C}$	Кривые с двумя максимумами рас- трескивания — высоким в темпера- турном интервале $180-400^\circ\text{C}$ и низ- ким в интервале $500-750^\circ\text{C}$ (рис. 23).
Термолюмине- сцентные	Общая светосумма (S) и значение отношения пиков $\left(\frac{I_1}{I_2}\right)$ высокие — колеблется в пределах $1000-2800$ усл. ед. и $1,3-2,8$	Значения S и $\frac{I_1}{I_2}$ относительно низ- кие — колеблется в пределах $80-2000$ усл. ед. и $0,6-2,2$ (рис. 48)

тальных магнезиально-скарновых тел появляются линзы, про- жилки и пятна гиганто- и крупнокристаллических белых аподо- ломитовых кальцитовых мраморов. По мере увеличения интен- сивности постмагматических процессов линзы кальцитовых мра- моров разрастаются, сливаются друг с другом и в результате до- ломиты, не охваченные перекристаллизацией, остаются в виде отдельных линз.

Вблизи окварцованных апомагнезиальных известковых скар-

нов с богатой шеелитовой и сульфидной минерализацией, т. е. на участках наиболее интенсивного известково-скарнового преобразования магнезиальных скарнов и проявлений минерализаций кислотной стадии доломиты обычно полностью раздоломичены и представлены аподоломитовыми кальцитовыми мраморами.

В результате многочисленных наблюдений выявлено, что начало перекристаллизации и

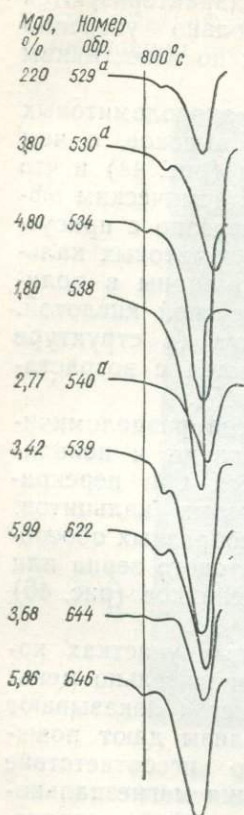
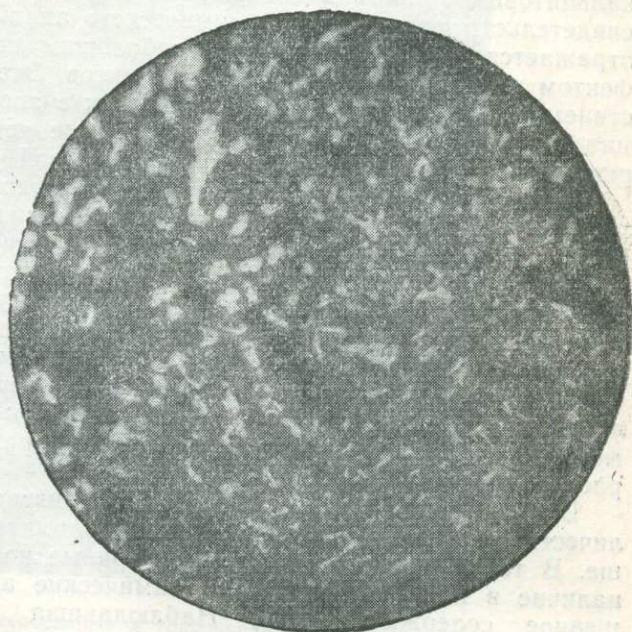


Рис. 44. Термограммы и содержание MgO в аподоломитовых кальцитовых мраморах из всячего бока апомагнезиальных известковых скарново-рудных тел м-ния Ингичка.

Рис. 45. Зависимость количества реликтов доломитов (белое) от интенсивности раздоломичивания доломитов. М-ние Ингичка, шт. Капитальная, гор. 730 штр. Восточный. Полиров. шлиф 538, протравленный 0,01 %-ной уксусной кислотой.

раздоломичивания доломитов во времени и в пространстве сопряжено с проявлением известково-скарнового преобразования магнезиальных скарнов (табл. 15).

Когда интенсивнее происходит перекристаллизация и раздоломичивание доломитов, в скарновую стадию постмагматического этапа или в стадию кислотного выщелачивания, установить трудно. Участки проявления этих процессов всегда пространственно совмещены. Однако мы склонны считать, что названные преобразования в доломитах обуславливают растворы стадии кислотного выщелачивания.



Следует заметить, что аподоломитовые кальцитовые мраморы макроскопически не отличаются от гиганто- и крупнозернистых кальцитовых (апоизвестняковых) мраморов, развитых вблизи известково-скарновых рудных тел. Однако они характеризуются рядом типоморфных свойств, позволяющих довольно уверенно отличать их от кальцитовых мраморов, развитых по известнякам (табл. 16).

В первую очередь это касается их состава. В аподоломитовых кальцитовых мраморах содержание MgO более высокое, о чем свидетельствуют результаты химического анализа (рис. 44) и что отражается на их термограммах небольшим эндотермическим эффектом в области диссоциации доломитов. Это связано с присутствием реликтов доломитов, образующих в аподоломитовых кальцитах густую структуру распада, которые четко видны в полированных штуфах, протравленных 0,01%-ной уксусной кислотой.

Количество реликтов сингенетичного доломита (в структуре распада) в аподоломитовых мраморах уменьшается с возрастанием интенсивности их раздоломичивания (рис. 45).

На участках интенсивного проявления процесса раздоломичивания реликты сингенетичных доломитов отсутствуют и появляются экссоляционные доломиты, обособляющиеся при перекристаллизации высокомагнезиальных аподоломитовых кальцитов. Они обычно в виде закономерно вытянутых червеобразных обособлений развиты перпендикулярно к краям кальцитового зерна или мелких неправильных и округлых густых вкрапленников (рис. 46) расположены в нем.

В наиболее интенсивно перекристаллизованных участках количество и размеры экссоляционного доломита значительно меньше. В таких случаях термические кривые не всегда показывают наличие в них доломита, хотя химические анализы дают повышенное содержание MgO . Наблюдавшаяся это несоответствие Л. И. Равинская-Иоффе отмечает, что диссоциация магнезиального кальцита с экссоляционными вростками доломита по сравнению с диссоциацией обычной смеси кальцита и доломита имеет специфические особенности, из-за которых термический эффект, связанный с разложением экссоляционного доломита, ослабляется и может быть обнаружен лишь при высоком содержании последнего.

В таких случаях наибольший эффект при выяснении первичного состава кальцитовых мраморов и установлении формационной принадлежности связанных с ними скарново-рудных тел дает опробование карбонатных пород экзоконтакта густой сеткой на содержание MgO .

Результаты такого опробования показали, что у аподоломитовых кальцитовых мраморов из различных точек экзоконтакта апомагнезиально-скарновых рудных тел содержание окиси магния колеблется в широких пределах и отражает неравномерное раздоломичивание доломитов (рис. 47). В отличие от них у каль-

цитовых мраморов, развитых по известнякам, содержание MgO низкое и сравнительно одинаковое.

Аподоломитовые и апоизвестняковые кальцитовые мраморы также отличаются друг от друга по характеру кривых термолюминесценции и декрепитации (рис. 23, 48).



Рис. 46. Червеобразные и тонковкрапленные выделения экссоляционного доломита (белое) в крупнокристаллических кальцитовых зернах аподоломитовых кальцитовых мраморов. Полированный штаф 540, ув. 32.

Итак, в результате изучения аподоломитовых контактовых мраморов можно сделать следующие выводы.

1. Доломиты, в отличие от известняков (раздел IV. 1), под действием контактового метаморфизма (кроме зоны кальцифиров) существенной перекристаллизации и изменения состава не претерпевают и сохраняют свой характерный тонко-мелкозернистый искристый облик, хотя нередко осветляются.

Начало перекристаллизации и раздоломичивания доломитов с переходом их в гиганто- и крупнокристаллические кальцитовые породы во времени и пространстве сопряжено с проявлением процесса постмагматического скарнообразования, т. е. совпадает с началом известково-скарнового преобразования магнезиальных скарнов.

Участки наиболее интенсивной перекристаллизации и раздоломивания доломитов сопряжены с участками развития интенсивно перекристаллизованных, окварцованных апомагнезиальных — известковых скарнов с богатой шеелитовой и сульфидной минерализацией, т. е. сопряжены с участками интенсивного проявле-

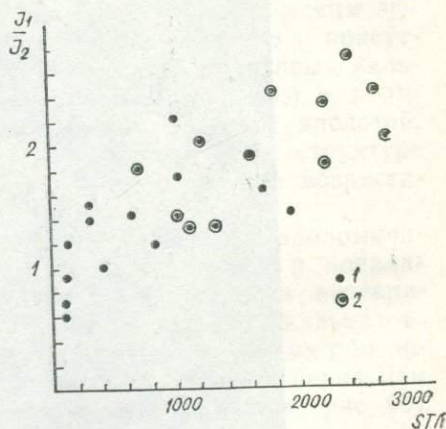
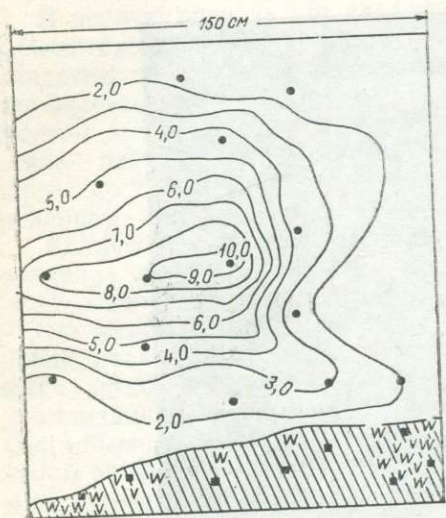


Рис. 47. Содержание MgO в аподоломитовых кальцитовых мраморах висячего бока окварцованного апомагнезиально-известкового скарна с шеелитовой и сульфидной минерализацией. м-ния Ингичка, шт. «Капитальная», гор. 750,5 м до разрезной щели № 1.

Рис. 48. График зависимости между общей светосуммой (S) и отношением интенсивности пиков $\left(\frac{I_1}{I_2}\right)$ ТЛ аподоломитовых (1) и апоизвестняковых (2) кальцитовых мраморов.

ния процесса постмагматического скарнообразования и оруденения стадии кислотного выщелачивания.

2. Аподоломитовые крупно- и гигантозернистые кальцитовые мраморы, иногда с линзами доломитов, являются надежным критерием наличия и близости (до 20—30 м) апомагнезиальных известковых скарновых тел с промышленным содержанием вольфрама.

3. Аподоломитовые и апоизвестняковые кальцитовые мраморы по ряду типоморфных свойств (табл. 16) довольно резко различаются между собой. Эти типоморфные особенности и могут быть использованы при установлении формационной принадлежности скарново-рудных тел.

**Глава VI. ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ ФАКТОРОВ СКРЫТОГО
ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ И КРИТЕРИЕВ ОЦЕНКИ
ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ
(НА ПРИМЕРЕ ОТДЕЛЬНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ)**

Рассмотрение факторов формирования и размещения вольфрамового оруденения и выработка критериев оценки и прогноза скрытых рудных тел произведена на всех значительных вольфрамово-рудных полях Западного Узбекистана: Ингичкинском, Койташском, Лянгарском, Яхтонском и Каратюбинском. Ниже излагается опыт этих исследований.

Койташское поле

Краткая историческая справка. Койташское месторождение открыто в 1936 г. М. Г. Казаковым. Разрабатывается с 1941 г. В разное время оно разведывалось М. Г. Казаковым, Н. Д. Ушаковым, Л. К. Комжой, В. В. Башинской и др. Тематические исследования, посвященные выяснению минерального состава руд, петрографии, абсолютного возраста пород, геохимии, структуры месторождения и других вопросов, проводили А. Б. Баталов, К. Л. Бабаев, М. И. Исмаилов, Н. Г. Дегтярев, И. Х. Хамрабаев, П. Т. Азимов, Ф. А. Аскарлов, А. Мусаев и др.

Специальные исследования по выявлению и изучению факторов формирования и размещения вольфрамовых руд проводились в течение семи лет (1970—1977 гг.) большой группой сотрудников Института геологии и геофизики АН УзССР под руководством И. Х. Хамрабаева. В них, кроме авторов, принимали активное участие Н. К. Джамалетдинов, М. Юсупов, А. С. Балакина, С. Ахмеджанов, М. Б. Зильберштейн, И. Е. Гамалеев, А. Укемтаев, А. Б. Плаксина, А. Мирзакелдиев и многие другие.

Литолого-структурная позиция рудного поля и рудных тел в нем. Койташское рудное поле приурочено к зоне контакта одноименного гранитоидного интрузива с отложениями среднего карбона. В структурном отношении оно находится на востоке Северо-Нуратинского антиклинория и располагается в северной части небольшой брахисинклинали (Койташской мульды). Брахисинклиналь сложена пачкой карбонатных пород среднекарбонového возраста, лежащих с угловым и стратиграфическим несогласием на отложениях ордовика — силура и кембрия (т. н. живачисайская и кальтадаванская свиты, по Е. В. Чукареву). На размытой поверхности отложений S_2 залегает небольшая пачка пермских конгломератов, содержащих гальки известняков и гранитов, аналогичных гранитам Койташского интрузива. Карбонатная пачка состоит главным образом из известняков, частично сланцев и конгломератов.

Под контактовым воздействием интрузива известняки превращены в мраморы, а сланцы — в роговики.

Нижнепалеозойские отложения (ордовик — силур и кембрий) состоят преимущественно из флишoidных песчано-сланцевых образований с прослоями кварцитов и карбонатных пород. Последние представлены в основном известняками и мощность их колеблется от 2—3 м до 20 (например, на участке Джайлау, в северо-западной контактовой зоне). Эти породы также претерпели как региональный, так и контактовый метаморфизм: на участке Джайлау и Кокбулак и в северной контактовой зоне сланцы превращены в различные роговики и узловатые биотит-кордиеритовые, андалузитовые, амфиболовые и другие сланцы, а известняки мраморизованы.

Койташский интрузив верхнекарбон-нижнепермского возраста прорывает северную часть Койташской мульды и ассимилирует значительную ее часть. Он имеет асимметричное залегание — северный контакт его крутой ($75-85^\circ$) на север, а южный пологий ($30-35^\circ$). По-видимому, в нескрытой части контактовая поверхность интрузива под Койташской мульдой имеет валообразную форму, образуя два гребня и два логообразных прогиба. Первый гребень, сейчас уже вскрытый, находился немного севернее современной линии южного контакта интрузива; второй намечается в 1,2 км южнее предыдущего. Промышленные скарново-рудные объекты поля (Койташское и Угатское месторождения) приурочены к области южного пологого контакта интрузива; при этом главные рудные тела, как разрабатываемые, так и вновь выявленные, находятся в области первого (северного) прогиба контактовой поверхности; область второго прогиба является потенциально перспективной на скрытые скарново-рудные залежи.

Главнейшие факторы, контролирующие размещение оруденения в месторождении. Формирование и размещение рудных тел на месторождении Койташ контролировались совокупностью факторов, рассмотренных выше. Среди них главными представляются следующие.

1. Контактная зона гранитоидного интрузива с карбонатными породами среднего карбона. При этом наиболее ответственными для возникновения мощных промышленных залежей были области пологого падения интрузива и логообразные погружения на его поверхности.

2. Относительная проницаемость таких областей эндо- и экзоконтакта. Этот фактор образуется в связи с самой геолого-структурной позицией контактовой зоны вследствие несогласованного контракционного сокращения тела интрузива и вмещающих пород. Важный фактор также — встречное падение слоистости карбонатных пород в сторону контактовой поверхности. Вследствие этих явлений возникают поперечные трещины в зоне эндоконтакта, межпластовые отслоения в гетерогенной вмещающей толще и участки дробления пород в самой зоне контакта. Образующие-

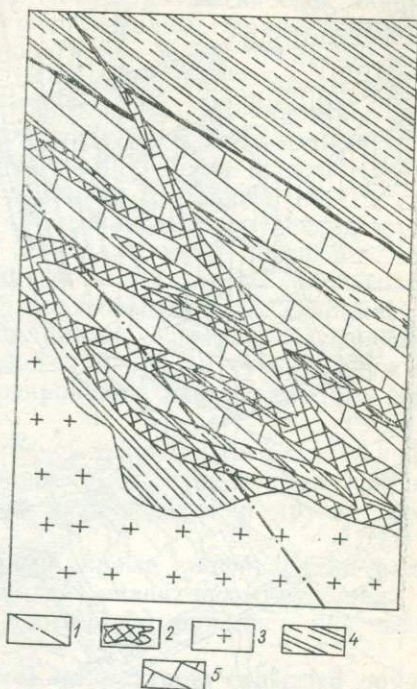
ся трещины и участки отслоения в позднемагматический этап используются жильными (магматическими) дериватами (аплиритами, диорит-порфиритами, лампрофирами и др.), а в постмагматическую стадию — зонами изменений, кварцевыми жилами и инфильтрационными скарновыми телами (рис. 49).

3. Литологическая неоднородность (гетерогенность) вмещающей толщи. Этот фактор обеспечивает избирательную миграцию рудоносных растворов в пределах определенных пачек, предохраняя их от «растекания» (рис. 49).

4. Предварительная контактовая (термальная и флюидная) обработка вмещающих пород —

Рис. 49. Особенности размещения при-контактных, межпластовых и секущих скарново-рудных тел на площади Восточного участка Койташского рудного поля.

1 — разрывные нарушения, 2 — скарноворудные тела, 3 — гранодиориты, 4 — роговики (кварц-полевошпатовые, биотит-амфиболовые, кварц-полевошпат-пироксеновые их разновидности с кордиеритом и андалузитом), 5 — мраморизованные известняки.



известняков и сланцев. Этот фактор обуславливает, как было показано выше, создание среды, благоприятной для осаждения скарновых и рудных минералов в механическом и теплофизическом отношении.

5. Преобладающий пироксеновый геденбергитовый и пироксенгранатовый (геденбергит-гроссуляровый) состав скарнов и их относительная крупнозернистость; повышенная железистость пироксена и граната. Этот фактор как более поздний определяет преимущественное отложение в таких скарновых ассоциациях шеелита и других рудных минералов.

Для выявления и изучения перечисленных факторов авторы использовали геолого-структурные, петрографические, минералогическо-геохимические и геофизические методы. Проводились наблюдения по серии профилей, пересекающих поперек рудное поле и контактовую зону интрузива (рис. 50). Вдоль этих профилей с использованием данных разведочных выработок и скважин устанавливался рельеф контактовой поверхности, залегание вмещающих пород, степень их метаморфизма (степень перекристаллизации мраморов, структура и текстура контактовых роговиков),

проявления постмагматической минерализации в экзо- и эндоконтактовой зоне. Интенсивность проявления этого фактора изучали с подсчетом числа и мощностей постмагматических образований дополнительно по продольным профилям, параллельным линии контакта. Эти профили располагались в 50, 100 и 150 м от контакта внутрь интрузива как на продуктивных, так и на непродуктивных интервалах контактовой зоны. На участках, несущих промышленное оруденение и насыщенных постмагматическими образованиями, на 1 м интервала 10—11 зон постмагматических изменений или жил при суммарной мощности 18—19 см. Таким образом, на участках с промышленным оруденением интенсивность постмагматической минерализации достигает 18—19%, а на участках непродуктивных контактов не превышает 3—5%. Полоса Койташ—Угат, не имеющая на современном срезе выходов промышленных руд, также оказалась насыщенной постмагматической минерализацией (10—16%), что послужило одним из критериев для прогнозирования здесь скрытого оруденения.

В лабораторных условиях изучались вещественный состав скарных минералов, термолюминесценция и декрепитация кальцитов в мраморах, теплофизические, механические и другие свойства пород и руд.

В поле геофизическими методами, кроме конфигурации рельефа интрузива, выявлялись аномалии магнитовозмущающих и электропроводящих тел, которые интерпретировались как скрытые скарно-сульфидные тела.

Наиболее важные (действенные) индикаторы скрытого оруденения. В Койташском поле важнейшими индикаторами скрытого оруденения являются следующие.

1. Степень мраморизации известняков (крупность кальцитовых зерен в мраморах). Выяснено, что не все разновидности обязаны своим появлением контактовому метаморфизму. Крупнозернистые и гигантокристаллические разности кальцитовых

ти известняки, известковистые алевритистые сланцы, известковые алевролиты и песчаники; 13—калдавакская свита ($С_m, Kld$), сланцы кварцево-слюдяные и слюдяно-кварцевые алевролитовые, алевролиты и песчаники; 14—спессартиты ($С_3-P_1$); 15—меланоократовые диорит-порфириты $С_3-P_1$; 16—гранодиорит-порфиры $С_3-P_1$; 17—аплиты ($С_3-P_1$); 18—среднезернистые порфировидные роговообманково-биотитовые адалеллиты $С_3-P_1$; 19—кварцевые жилы; 20—окварцованные породы; 21—альбитизированные породы; 22—ореал контактового метаморфизма; 23—контактные роговики; 1—кварцево-биотитовые, 2—амфиболово-пироксеновые (amf); 3. Кордирито-биотитовые, 4. Пироксеново-кварцевые (PV), 24—делювиально-пролювиальные отложения, 25—аллювиально-пролювиальные отложения, 26—граница согласного залегания отложений; а—достоверные, б—предполагаемые; 27—граница несогласного залегания; а—достоверные б—предполагаемые; 28—зона повышенной трещиноватости пород; 29—разломы; 30—надвиги, 31—оси антиклиналей с погружающимся шарниром; 32—оси синклиналей с вздымающимся шарниром; 33—наклонное залегание слоев; 34—площадь картирования м-ба 1:5000 (ИГиГ АН УзССР 1970—1972 гг.); 35—площади, охваченные исследованиями теплофизических и физико-механических свойств пород (ИГиГ АН УзССР 1968—69, 1971—73 гг.); 36—линии геологических профилей (ИГиГ АН УзССР 1970—72 гг.); 37—линии геофизических сейсморазведочных гравиметрических и электроразведочных профилей (ИГиГ АН УзССР 1970—73 гг. Афрасиабская и Зарафшанская экспед. 1957, 71 гг.); 38—продольные профили в зоне эндоконтакта для изучения интенсивности жильномагматических и постмагматических образований (ИГиГ 1970—72 гг.); 39—площадь электроразведочных работ; 40—площадь гравиметрических работ; 41—линии гравиметрических профилей, 42—линии электроразведочных профилей.

мраморов обусловлены действием постмагматических растворов. Размерность зерен, сила их механического сцепления и кристаллофизические особенности — термолюминесценция и декрепитационные особенности изучены А. А. Бабаджановым. Он показал, что упомянутые особенности, например количество импульсов декрепитации и значение $\frac{I_1}{I_2}$ пиков термовысвечивания кальцитов, обусловливаемые метаморфизмом карбонатных пород, могут служить дополнительным индикатором скрытого оруденения.

Из всех разновидностей мраморов крупнозернистые и гигантокристаллические указывают на близкое залегание скарново-рудных тел (от 2—3 до 30—50 м).

2. Насыщенность эндоконтактной зоны постмагматическими образованиями. Как указывалось выше, этот индикатор является следствием фактора повышенной проницаемости контактовой зоны и единства проявлений постмагматических процессов в указанной зоне.

В результате анализа собранных нами материалов выявлена корреляция между густотой (интенсивностью) проявления постмагматических образований в эндоконтакте интрузива и масштабами (запасами WO_3) вольфрамового оруденения в самом контакте (Хамрабаев, Ахмеджанов, Мурадов, 1976).

3. Прожилки постмагматических минеральных ассоциаций во вмещающих породах:

а) кварц-пироксеновые и пироксен-плагноклазовые прожилки иногда с шеелитом или сульфидами, мощность прожилков 1—10 мм; пироксен — геденбергит — диопсид; полевые шпаты — альбиты — микроклин. Такие прожилки особенно часты в роговиках восточнее 200 м шахты «Разведочная» и на Центральном участке. Они служат индикаторами залегания скарново-рудных тел на глубинах от 8—10 до 120—150 м;

б) гранатые и гранат-волластонитовые жилы и прожилки мощностью от 20 мм до 1 м, гранат представлен андрадит-гроссуляром.

В случае присутствия волластонита минералы располагаются зонально, сам волластонит — по краям, гранат — в центре. Жилы такого состава могут залегать вблизи основных залежей, представляя их апофизу, а прожилки могут удаляться на расстояние от 20—30 до 200 м;

в) амфибол-альбитовые, амфибол-кварцевые или амфиболовые прожилки с редким шеелитом, пиритом и пирротинном. Амфибол-актинолит или ферригастингсит. Мощность от 5 до 100 мм, они являются индикаторами залегания скрытых тел на глубине от 10 до 300 м. Такие прожилки наиболее отчетливо проявляются на участках Дунетепе, Шуркунды и восточнее Угата.

В свое время проявления жил и прожилков, сложенных пироксеном, амфиболом и скаполитом, и их зональное расположение в метасоматических жилах изучались на Чорух-Дайронском руд-

ном поле (северо-восток Моголтау), и они рассматривались как индикаторы скрытых, более мощных скарново-шеелитовых залежей, находящихся на глубине от 50—60 до 150—200 м (Хамрабаев, 1949). Это указывает на довольно широкую универсальность индикаторного значения прожилков, сложенных скарновыми минералами, даже по отношению к другому морфологическому и генетическому типу скарново-шеелитовых образований.

4. Кварц-хлоритовые, кварц-серицитовые, кварц-хлорит-карбонатные жилы и прожилки нередко с пиритом, халькопиритом. иногда галенитом. Мощность их колеблется от 2—5 до 50—60 мм. Таких жил и прожилков много в центральных и северных частях Койташской мульды. Они могут свидетельствовать о скрытых телах на глубине 400—450 м и более, если пространственно связаны со скарноворудными телами. Проявляются автономно, вне зависимости от скарново-рудных тел, поэтому самостоятельного значения для прогноза скрытых скарново-рудных тел не имеют. Сказанное подтверждается данными документации кернов скважин, не вскрывших скарново-рудное тело, а подсекавших «сухой» контакт.

На рис. 51 показано распределение прожилков разного минерального состава по всей глубине трех скважин (скв. 51, 52, 168) в восточном фланге полосы Койташ—Угат. По стволу скв. 51 и 52, не вскрывших рудные тела, прожилки сложены кварцем, полевыми шпатами и карбонатами. Здесь пироксеновых и амфиболовых прожилков нет. В скв. 168, вскрывшей маломощные скарноворудные тела, вблизи (2—5 м) фиксируются пироксеновые, а несколько дальше (20—30 м) немногочисленные гранатовые прожилки. Еще дальше до самой поверхности располагаются кварц-полевошпатовые и карбонатные прожилки.

Когда пространственно совмещаются прожилки разного минерального состава, одни пересекаются другими в соответствии с этапами минералообразования, устанавливаемыми на вскрытых частях рудных тел: пересечение пироксеновых прожилков амфиболовыми, амфиболовых полевошпатовыми, кварцевыми и др. (рис. 52). Есть взаимные пересечения одних амфиболовых (например, гастингситовых) прожилков другими (ферриактинолитовыми с поздним шеелитом (рис. 53).

Из изложенного можно сделать вывод о том, что наиболее действенными индикаторами скрытых скарново-рудных тел на примере Койташского поля являются пироксен (геденбергит) и амфиболовые (гастингситовые и ферриактинолитовые) прожилки с кварцем и полевыми шпатами. Они могут дать надежное свидетельство о скрытых телах, залегающих на глубине (или в стороне) от 20—30 до 100—200 м. При этом не надо забывать особенность Койташского месторождения — средние (мезоабиссальные и гипабиссальные) глубины его формирования и известково-скарновый характер скарнов. Поэтому на месторождениях иных глубин и магнезиально-скарновой формации такие индикаторы будут представлены не полностью.

5. Выходы железных шляп халцедон-гидрогетит (гетит)-ярозитового состава с высоким содержанием окислов вольфрама и сопутствующих элементов. Железные шляпы — общепризнанный индикатор скрытого эндогенного, особенно сульфидного, оруденения. В случае Койташского поля образование железных шляп вызвано изменением сульфидных минералов — пирротина, при-

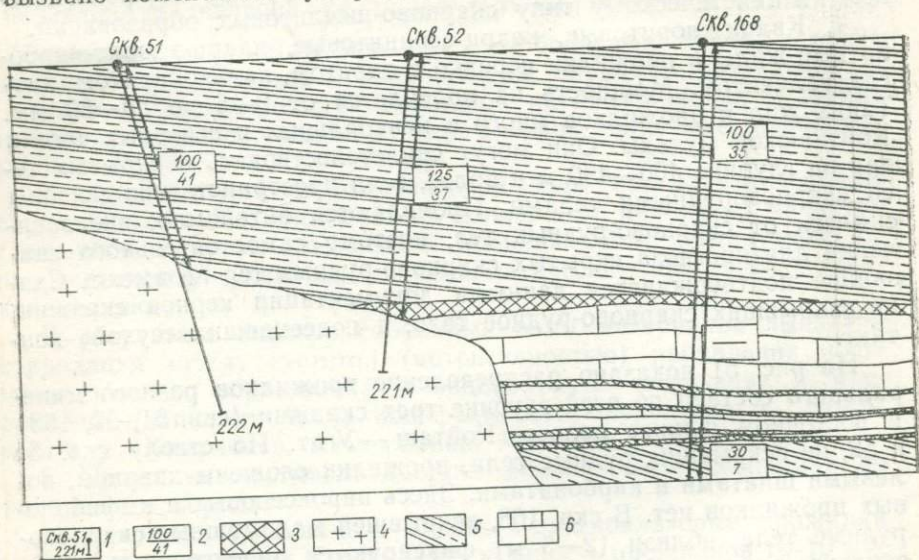


Рис. 51. Распределение прожилков постмагматических образований в надрудной зоне восточного фланга полосы Койташ—Угат.

1 — скважины, 2 — количество постмагматических жильных индикаторов (кварцевых, кальцитовых, волластонитовых, гранатовых, пироксеновых и амфиболовых) скрытого вольфрамового оруденения (в знаменателе) на определенный интервал глубины (в числителе), 3 — мелкозернистые пироксеновые скарновые тела и скарнированные роговики с шеелитом и сульфидами, 4 — гранодиориты, 5 — роговики (см. рис. 49), 6 — мраморизованные известняки.

та и халькопирита в скарнах и апогранитах. Наиболее значительные проявления железных шляп отмечены на участке Шуркунды, Саганаксай и в южной гряде известняков (южное крыло мутьды). Мощность отдельных выходов колеблется от 0,3 до 3 м (в Шуркунды). В отличие от железных шляп, образующихся над полиметаллическими, медными, золоторудными телами, железные шляпы скарново-сульфидно-шеелитовых тел состоят в основном из халцедона, опала, гетита, гидрогетита, ярозита, лепидокрокита и гидроокислов вольфрама. Форма и точный состав гидроокислов вольфрама еще не установлены. Кроме упомянутых минералов, в составе таких железных шляп в Койташе присутствуют реликты дисульфидов железа и микроскопические включения самородного золота (Южная гряда). Содержание трехоксида вольфрама колеблется от 0,13 (в Шуркунды) до 1,65% (Южная гряда). В повышенных количествах присутствуют мо-

либден (0,004—0,11%), сурьма (до 0,12%), мышьяк (0,08%), висмут (0,001—0,5%) и другие элементы-спутники вольфрама. Выходы железных шляп также являются прямыми индикаторами скарново-сульфидно-шеелитовых тел. Они размещаются в непосредственной близости от рудных тел (например, в Шуркунды



Рис. 52. Последовательность образования пироксеновых (Ps) и амфиболовых (гастингситовых — Ga) прожилков в роговике. М-ние Койташ; ув. X 20, николи+.

3—10 м) и в отдельных случаях удалены от контакта на 300—400 м и более (южная гряда).

В случае близкого залегания скарнов сразу под железной шляпой обнаруживаются скопления канареечно-желтых нонтронитов, гипсов и других продуктов гипергенеза скарновых минералов. Выходы нонтронитов — верный признак близкого залегания пироксеновых скарнов (в аридных условиях).

6. Геохимические ореолы, особенно эндогенные. Относятся к категории прямых индикаторов. Геохимические ореолы выявлялись авторами в Койташском поле путем геохимического опробования пород по многочисленным профилям, расположенным вкрест простиранья контактовой зоны. Результаты химических и полуколичественных спектральных анализов на вольфрам, молибден и другие сопутствующие элементы накладывались на геологический план и учитывались при оценке глубинных перспектив

конкретного участка. При этом принимались во внимание результаты металлометрической съемки и шлихового опробования, проведенного предыдущими исследователями (В. И. Хренов, Г. Ф. Шелковникова, Г. Г. Корниенко и др.). Выяснилось, что металлометрическая съемка по вольфраму не дает сравнимых результатов.

Изучение геохимических ореолов показывает, что они пространственно тяготеют к зонам экзо- и эндоконтактов и местам



Рис. 53. Взаимоотношение прожилков альбит-амфибол-шеелита II (темно-серое) с кварц-амфибол-шеелитом III (светло-серое). Койташское рудное поле. Велич. натуральная.

интенсивного проявления постмагматической минерализации. В них содержание вольфрама варьирует от 0,002 до 0,30%, а молибдена — от 0,0001 до 0,005%. При этом максимумы кривых содержаний вольфрама и молибдена падают на альбитизированные, грейзенизированные зоны гранодиоритов эндоконтакта и на скарнированные, окварцованные роговики с прослоями известняков, жилы и прожилки амфибола, пироксена и кварца. Фиксируется положительная корреляция между концентрациями вольфрама, молибдена, висмута и меди. Это особенно свойственно участкам близкого залегания скарново-сульфидно-шеелитовых тел. На более удаленных площадях на первый план выступают

концентрации свинца (0,001—0,004%), цинка (0,002—0,08%), меди и их корреляционная связь.

Следует отметить также значение вторичных геохимических ореолов. Они выявлены Р. М. Талиповым и другими путем биогеохимического опробования почв и растений, которое показало целесообразность этого метода для оценки и выявления скрытых под наносами на небольшой глубине скарново-рудных тел. В почвах и золах растений (например, астрагала, полыни и душицы), залегающих над рудными телами (или несколько ниже по склону), содержание вольфрама и молибдена (0,002—0,03%) выше, чем в произрастающих в удалении (0,003—0,005%).

Кроме вольфрама и молибдена, в золах растений из рудных участков (например Дунётепа и Шуркунды) фиксируются повышенные (0,0015—0,03%) содержания других элементов-спутников, характерных для первичных геохимических ореолов,— висмута, меди, свинца и серебра. Отмечено, что серебро, медь и свинец накапливаются в листьях растений, а цинк — в семенах и листьях.

Как индикатор скрытого на значительных глубинах (более 20—30 м) вольфрамового оруденения биогеохимические аномалии не имеют решающего значения.

7. Геофизические аномалии — надежные поисковые критерии нефтегазовых и некоторых рудных (полиметаллических, железорудных) месторождений. Применимость их к поискам скарново-редкометалльных месторождений еще недостаточно изучена. По отношению к Койташскому полю эта задача несколько облегчается тем, что скарново-сульфидно-редкометалльные и апогранитово-сульфидно-редкометалльные руды этого поля, особенно западных его частей, содержат значительное количество (местами до 80—90%) сульфидов, преимущественно пирротина с халькопиритом. Это обстоятельство обуславливает резкое увеличение плотности (в среднем 3,9 т/м³), магнитности и электропроводности рудных тел и зон. Все это в совокупности со значительной протяженностью и мощностью рудных тел создает относительно высокие локальные гравитационные, магнитные аномалии и области повышенной электропроводности (ВЭЗ и ВП), фиксируемые гравимагнито-электрическими методами. В результате геофизических работ, проведенных геофизическими отрядами Министерства геологии УзССР и Института геологии и геофизики (Н. Г. Дегтярев, М. Б. Зильберштейн, И. Н. Новосельский, А. Укемтаев, И. Е. Гамалеев, В. Я. Можин, А. Норкулов), выявлены аномалии силы тяжести, электропроводности и магнитовозмущающих тел (на глубинах 200—500 м) между участками Центральный и Угат и внутренней части Койташской мульды.

Большинство из них проинтерпретированы как скрытые рудные тела, но протяженная магнитная аномалия, расположенная в эндоконтактной зоне (400—500 м) полосы Койташ—Угат, еще конкретно не определена. Может быть, это еще не вскрытая

эрозией зона апогранитовых сульфидно-редкометалльных тел. Ее природа должна расшифровываться в совокупности с вышеперечисленными, особенно геологическими и минералого-геохимическими, индикаторами (критериями).

Прогнозирование перспективных участков и скрытых рудных тел в Койташском поле и результаты их проверки

Располагая вышеперечисленным комплексом оценочных критериев (и индикаторных признаков), авторы приступили к оценке потенциальной рудоносности отдельных площадей и прогнозам ожидаемых запасов руд. Из-за отсутствия опыта подобной работы ее нелегко было осуществить. Во-первых, мы не знали, как количественно оценить значение отдельных критериев и признаков, во-вторых, не могли точно определить, на какую глубину или расстояние распространяется сфера влияния того или иного признака. Поэтому, выбрав два наиболее изученных и значительных по запасам участка — Центральный и Угатский, рассмотрели на них степень проявления оценочных критериев. Затем с этими участками были сопоставлены площади, сходные по геологической позиции.

По сумме признаков и степени их проявления к эталонным участкам (Центральному и Угатскому) ближе всего подходила площадь полосы Койташ—Угат (табл. 17). Меньшая полнота оценочных признаков установлена для других площадей, в частности для внутренней части Койташской мульды в 0,6—1,2 км южнее контакта упомянутой полосы в створе Саганакская. Поэтому площади, хотя и оценены как перспективные, отнесены ко второй очереди (Южно-Саганаксайский участок и др.).

По полосе Койташ—Угат скрытые рудные тела прогнозируются на глубине 400—500 м от дневной поверхности. Длина предполагаемых главным образом приконтактовых, залежей с участием руд апогранитового типа 1,2 км при среднем содержании трехокси вольфрама не менее 0,3%. Для участка Дунётепа определены прогнозные тела на глубине 120—190 м, протяженностью более 300 м, мощностью 3 м, с падением 200 м при среднем содержании трехокси вольфрама 0,3%.

По нашей рекомендации прогнозные тела полосы Койташ—Угат проверялись разведочными работами Койташского рудоуправления с 1974 по 1979 г. Разведка осуществлялась проходкой штрека (Восточный штрек) от Разведочной шахты и подземным бурением от штрека через каждые 50 м. В результате разведочных работ выявлена и прослежена рудная залежь на глубине 400—500 м. Мощность выявленных рудных тел колеблется от 5 до 35 м при средней мощности 15 м, среднее содержание трехокси вольфрама составляет 0,27% (при колебании от 0,1 до 2,5%).

С разрешения Главвольфрама Минцветмета СССР в настоя-

Таблица 17

Качественная и количественная характеристика оценочных критериев, выявленных на площади Центрального и Угатского участков и прогнозируемой полосы Койташ—Угат Койташского рудного поля

Оценочный критерий	Эталонные участки		Прогноз. площадь-полоса Койташ—Угат	Обоснование
	Центральный	Угатский		
Угол падения контакта интрузива с карбонатными породами и характер их слоистости по отношению к контакту	< 25—35° 20—30°	15—75° 30—55°	12—45° 0—45°	Возникает относительно интенсивный тепло-массообмен
Степень гетерогенности рудовмещающей карбонатной толщи	5%	5%	5%	Возникает межпластовое отслоение, где формируются флюидотранзитные и контактные тепловые и динамические структуры
Степень насыщенности эпиконтактовой зоны постмагматическими проявлениями (от 50 до 200 м)	1,07%	1,07%	1,47%	Масштаб проявления скарново-рудных процессов прямо или косвенно коррелируется с интенсивностью постмагматизма
Удельное значение (пироксеновых и пироксенгранатовых) скарнов в рудных телах	91%	86%	60%	Пироксеновые скарны являются петрофизически (тепловой) электрически, динамически активной средой в условиях эндогенного рудоотложения
Интенсивность постмагматических проявлений в экзоконтактовой зоне:				Скарнирование и кварцкарбонатные жилы являются удаленными дериватами скарново-рудных тел
а) скарнирование в известняках и роговиках	+	+	+	
б) амфиболовые прожилки и кварцкарбонатные жилы с сульфидами	+	+	+	
Степень перекристаллизации известняков (крупно- и среднезернистые мраморы)	+	+	+	Перекристаллизованные мраморы способствуют интенсивному протеканию метасоматических процессов
Геохимические критерии: наличие железных шляп, содержащих W, Cu, Bi, Pb, Zn, и др. от 0,1 до 1,5%.	+	+	+	Железные шляпы являются продуктами окисления скарново-сульфидных руд
Геофизические критерии:				

Оценочный критерий	Эталонные участки		Прогноз площадь- полоса Кой- таш—Угат	Обоснование
	Централь- ный	Угатский		
а) положительные гра- вимагнитные ано- малии (20 — 30 гамм)	+	+	+	Сульфидные руды ха- рактеризуются сравни- тельно высокой плотно- стью, магнитностью и электропроводностью
б) высокие электро- проводящие струк- туры и поляризуе- мость	Слабое	+	+	

шее время на этом объекте проектируется проходка эксплуата-
ционной шахты. При анализе сделанного нами прогноза выявле-
но следующее: авторы не смогли предсказать истинную мощность
скрытых рудных тел: она оказалась в три раза больше прогно-
зируемой.

Реальное среднее содержание металла в рудах в целом рав-
но прогнозируемому (0,27 против 0,30%). Однако из-за большой
мощности реальный прирост запасов руды и трехокси воль-
фрама оказался в 1,5—2 раза больше предполагаемого.

Авторы предсказывали в основном приконтактные и межпла-
стовые (более или менее простые) формы рудных тел. В действи-
тельности они оказались весьма сложными, обусловленными комби-
нацией контактовых, межпластовых и секущих форм.

Предполагалось также, что в общем балансе прогнозируемых
руд апрогнитовый тип составит не более 10—15%. На самом деле
таких руд оказалось в 2—3 раза больше. Они нередко образуют
мощные залежи между скарновыми телами и гранитоидами мощ-
ностью до 20—35 м и с более высокими содержаниями трехокси
вольфрама, чем в смежных с ними сульфидно-скарновых
рудах.

Разведочные работы, проведенные Койташским рудоуправле-
нием, и результаты минералогических исследований Института
геологии и геофизики подтвердили предположения о возможных
промышленных концентрациях в рудах меди. Вновь выявлены вы-
сокие концентрации селена, теллура и других элементов. Все это
позволяет оценить руды полосы Койташ—Угат как поликомпо-
нентные и ставить вопрос об их комплексном использовании,
включая выработку серной кислоты из сульфидных руд. Все это,
с учетом проектирования строительства завода по производству
волластонитового концентрата, дает возможность в перспективе
перевести рудник на безотходное хозяйство с высокой рентабель-
ностью.

Комплексная отработка руд способствует двукратному уве-
личению рентабельности Койташского рудника.

Лянгарское поле

Краткая историческая справка. Под Лянгарским полем подразумевается группа скарново-рудных проявлений в западном и юго-западном контакте Актауского гранитоидного массива в горах Южный Нуратау. В нее входят участки Главный (главное рудное поле), Водораздельный, Кварцевые жилы, Западный, Северный и Тутексайский. К Лянгарскому полю прилегают площади Янгаклы и Битау.

Шеелитоносность скарнов месторождения Лянгар установлена Н. А. Смольяниновым в 1934 г. и с этого времени здесь действовало горнорудное предприятие по добыче шеелитового концентрата. В 1959 г. месторождение было законсервировано как нерентабельное. Имеющееся здесь предприятие, прекратив выработку шеелит-молибденитовых концентратов, перешло на производство полевошпатового концентрата из лейкократовых гранитов и пегматитов.

Оценивая изученность месторождения и его окрестностей, следует заметить, что стратиграфия и тектоническое положение осадочно-метаморфических толщ выяснены недостаточно.

Имеется две точки зрения на положение известняков в схеме стратиграфии района. Согласно первой (Н. А. Смирнов, О. Н. Халецкая, Г. С. Чикрызов, Н. И. Крылов и др.), известняки Актауских и Бахильтауских гор относятся к среднему палеозою и лежат на метаморфизованной песчано-сланцевой толще. Вторую точку зрения, высказанную В. А. Николаевым, поддерживают большинство (Б. Ф. Василевский, В. Ф. Попов, И. П. Михно, М. Д. Троянов, Е. А. Румянцев, О. М. Римская-Корсакова, Ю. В. Шумаков и др.) исследователей района. По их данным, известняковые толщи обеих гор относятся к силуру и являются двумя крыльями одной обширной синклинали.

Интрузивный магматизм района, в частности Актауского гранитоидного массива и его сателлитов (Янгаклык и др.), изучен достаточно полно. Единодушно принят его верхнекарбон-нижнепермский возраст, трехфазное строение, гибридная (ассимиляционная) природа пород I и II фаз интрузии и формирование их в гипо-мезоабиссальных условиях (И. М. Исамухамедов, И. Х. Хамрабаев, П. Т. Азимов, Ф. Аскарлов и др.).

Положение, высказанное И. Х. Хамрабаевым (1958), что Актауский интрузив размыт меньше, чем Зирабулак-Каратюбинские, подтверждено минералого-геохимическими исследованиями М. И. Исмаилова (1970—1973).

Геохимическая специализация интрузива на вольфрам, молибден, редкие щелочи и др. установлена Р. А. Магдиевым и П. Т. Азимовым. Ими отмечено, что граниты в западной половине имеют биотитовый, а в восточной — амфибол-биотитовый состав цветного компонента. Этим и объясняется (Хамрабаев, 1969) приуроченность скарново-редкометалльной минерализации лишь

к западной части интрузива. Причем, морфология поверхности интрузива в ее погребенных частях, которая особо важна при оценке глубинных перспектив месторождения, осталась не выясненной.

Достаточно детально изучены минеральный состав и парагенезис известковых скарнов Х. М. Абдуллаевым, В. С. Мясниковым, М. И. Исмаиловым, О. М. Римской-Корсаковой, М. С. Кучуковой и др., менее — незначительные проявления магнезиальных скарнов и полевошпатовые метасоматиты, кварцевые жилы и другие поствагматические образования. Указанные авторы выявили промышленные концентрации меди в Водораздельном участке, повышенные — золота и висмута в рудах Западного участка.

Идея о том, что пироксеновые разности скарнов благоприятны для рудоотложения, высказанная Х. М. Абдуллаевым (1947), М. И. Исмаиловым (1967), подтверждена теплофизическими исследованиями М. Юсупова и Э. Искандарова (1975).

Особо следует отметить степень разведанности месторождения и состояние оценки его перспектив.

К моменту консервации месторождения (1959—1960 гг.) в его недрах насчитывалось столько руды, что хватило бы на 10 лет добычи при уровне производства вольфрамового концентрата на 1955—1958 гг. В числе многих серьезных причин, приведших к обеднению руд, — неправильная их разработка, особенно допущенная в годы Отечественной войны. Это привело не только к истощению запасов богатых руд на Главном поле, но и к обрушению выработок и захоронению блоков хороших руд.

Почти все исследователи (И. Х. Хамрабаев, М. Д. Троянов, Н. И. Крылов, Е. А. Румянцев, П. Т. Азимов), занимавшиеся ревизией, детальной разведкой или оценкой перспектив Лянгарского рудного поля, высказывают единодушное мнение о том, что запасы месторождения еще не исчерпаны. Прогнозы этих исследователей были правильными, но не конкретными и не позволяли судить о перспективах отдельных участков и общем направлении поисково-оценочных работ. Нами, с учетом изложенного состояния изученности и отмеченных прогнозных предположений, проведены детальные исследования по оценке перспектив Лянгарского рудного поля и прилегающих площадей.

Литолого-структурная позиция рудного поля и рудных тел в нем. Лянгарское скарново-редкометалльное рудное поле приурочено к западному и юго-западному контактам Актауского гранитоидного массива с карбонатной толщей бахильтауской свиты (S_2 (?) bh). Палеозойские складки района в варисском цикле орогенеза собраны в синклиналиную складку, ориентированную в широтном направлении. Ось ее пространственно совпадает с центральной частью гор Бахильтау. Месторождение Лянгар расположено в восточной части южного крыла этой синклинали, прорванной Актауским гранитоидным интрузивом.

В основании осадочно-метаморфической толщи района залегают карбонатно-терригенные породы с преобладанием песчаников, алевролитов и сланцев. Прослой известняков очень редки. Возраст этих пород определен как средний кембрий. На размытой поверхности этих отложений залегают известняки, слагающие горы Бахильтау и Актау. Эта карбонатная толща, известная под названием «кристаллические мраморы актауской свиты» (Х. М. Абдуллаев, Е. А. Румянцев, М. Д. Троянов), на основании находок фауны и литологического состава разделена на бахильтаускую и газганскую свиты (Ю. В. Шумаков и др.) верхнесилурийского (?) возраста. Более 70% площади рудного поля сложено карбонатными породами бахильтауской свиты. Исследования показали литологическую неоднородность этой толщи. В них при резком преобладании известняков (табл. 18) отмечаются тонкие пропластки и линзы доломитов (табл. 19), а также пачки карбонатно-терригенных пород.

Наиболее молодые палеозойские образования, слагающие рудное поле, — девонские осадки, выполняющие ядро синклинальной структуры (между Актаускими и Бахильтаускими горами). Они получили название дараитутской свиты ($D_{1-2} dr$), которая сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками, сланцами и линзами известняков.

Под действием контактового метаморфизма терригенные образования превращены в роговики, а карбонатные с пропластками, линзами и примесью терригенных пород — в известково-силикатовые роговики. Контактный метаморфизм и постмагматические процессы вызывают интенсивные структурно-текстурные преобразования в карбонатных породах. Это перекристаллизация, в результате которой породы превращены в мраморы с различными размерами зерен, которые постепенно уменьшаются по мере удаления от контакта интрузива и скарново-рудных тел.

К контакту названных карбонатных пород с Актауским гранитоидным массивом приурочены скарново-рудные тела месторождения Лянгар. Скарны локализованы главным образом на контакте с гранодиоритами и адамеллитами. Они развиты не по всему контакту, а образуют отдельные участки с промышленными содержаниями вольфрама и молибдена на северо-западном и западном контактах Актауского интрузива. Здесь поверхность интрузива имеет неровные, волнистые очертания с многочисленными апофизами и языкообразными заплатами во вмещающие карбонатные породы. Углы падения контактовой поверхности от 15—30 (Главное рудное поле) до 60—70 (западная часть Водораздельного участка), чаще 40—45°. В эндоконтактных зонах скарново-рудных залежей, кроме кварц-полевошпатового метасоматоза развиты процессы альбитизации, грейзенизации, окварцевания, сульфидизации и др.

Формы скарново-рудных тел, их минеральный состав и этапы формирования детально охарактеризованы в работах Х. М. Аб-

дуллаева (1947), В. С. Мясникова (1951), Н. Д. Ушакова, О. М. Римской-Корсаковой и др. (1959). По их данным, все скарново-рудные тела относились к известковой формации и само месторождение рассматривалось как классический представитель известково-скарнового типа. Однако мы (Исмаилов и др., 1976) выявили здесь маломощные магнезиально-скарновые тела, приуроченные к доломитовым пропласткам и линзам в известняках бахильтауской свиты. Кроме этого, получены новые данные об эндогенной минерализации, факторах размещения скарново-руд-

Таблица 18

Результаты химических анализов контактовых мраморов м-ния Лянгар

Компонент	Помер										
	205	210	212	213	214	219	233	234	235	236	240
SiO ₂	0,15	0,20	0,21	0,17	0,20	0,15	0,35	0,78	0,60	0,31	0,70
Fe ₂ O ₃	0,14	0,11	0,17	0,19	0,12	0,25	0,10	0,12	0,12	0,11	0,16
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,005	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	54,70	55,44	54,95	54,60	54,32	54,40	5,10	54,65	54,82	55,10	55,10
MgO	0,27	0,30	0,00	1,01	1,01	0,81	0,37	0,31	0,16	0,32	0,25
CO ₂	43,30	43,45	43,40	43,51	43,45	43,60	43,06	43,06	42,85	43,06	42,96
Нераствор. остаток	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,59	1,00	0,58	0,42	0,68
Сумма	98,56	99,50	98,75	99,48	99,01	99,215	99,57	100,11	99,73	99,32	99,85
Место взятия	Южный фланг Главного рудного поля по разрезу через карбонатную толщу (рис. 20).						Правый борт Лянгарская на Сухой контакт би-титовых мрамора. расстояние от конт				
							0,5	6,5	15,5	26	45

Примечание. Анализы произведены в химической лаборатории САИГ

ных тел и определены оценочные критерии, с помощью которых произведена прогнозная оценка перспектив отдельных участков Лянгарского рудного поля на скрытое редкометалльное оруденение (Хамрабаев и др., 1977).

Главнейшие факторы, контролирующие размещение оруденения на месторождении. Факторы, контролирующие размещение рудных тел на всех изученных нами скарново-редкометалльных месторождениях, рассмотрены в предыдущих главах. Однако в каждом месторождении они имеют свои особенности.

1. Геохимическая специализация Актауского интрузива на вольфрам, молибден, редкие щелочи и др. (Р. А. Магдиев, П. Т. Азимов).

2. Неровные, волнистые очертания северо-западного и западного контактов интрузива, а также многочисленные апофизы и языкообразные заплывы во вмещающие карбонатные породы.

3. Пологое падение контактовой поверхности интрузива: 15—30° на Главном рудном поле; от 40—45 до 60—70° в восточной части Водораздельного участка.

4. Встречное (к падению карбонатных пород) падение северного контакта Водораздельного интрузива в районе скважин 229 и др. Здесь интрузив пронизывает вмещающие породы много-

(по А. А. Бабаджанову), %

робы													
241	243	245	246	254	255	256	259	261	264	271	302	305	
1,45	0,70	0,80	0,42	0,95	0,77	0,20	0,34	0,24	0,55	0,65	1,00	0,29	
0,14	0,15	0,17	0,15	0,08	0,12	0,08	0,08	0,04	0,14	0,12	0,11	0,02	
0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
54,26	54,82	54,12	54,82	54,96	52,58	54,82	55,24	55,38	54,82	54,68	53,98	54,82	
0,46	0,41	0,09	0,34	0,34	1,81	0,47	0,44	0,31	0,37	0,34	0,42	0,39	
42,6	43,23	42,96	43,40	42,56	43,01	43,34	43,28	43,40	42,90	43,06	42,57	43,34	
1,76	0,61	0,70	0,54	0,98	0,83	0,32	0,47	0,25	0,88	0,64	1,22	0,32	
100,84	99,92	99,93	99,67	100,27	99,12	99,23	99,85	99,62	99,66	100,49	99,30	99,18	
10-ом километре, гранитов с мраморакта, м	60	90	130	150	50	40	10	70	уч. Тутексай, расстояние от контакта скарново-рудного тела, м	3	35	220	уч. Водораздельный, 650 м к юго-востоку от устья штольни № 31

ИМСа анализом Л. Л. Галкиной

численными апофизами и местами по вертикали вмещающие и интрузивные породы многократно чередуются. Кроме того, карбонатная пачка здесь с трех сторон как бы окружена интрузивными породами. Все это создало благоприятные условия для развития мощных скарново-рудных тел, вскрытых скважинами 229, 207, 204 и др. (рис. 54).

5. Литологическая неоднородность вмещающей толщи. Существенно известняковый состав карбонатных пород, которые наиболее благоприятны для развития известковых скарнов. В карбонатной толще бахильтауской свиты в пределах рудного поля мы выделяем восемь пачек, отличающихся по литологическому составу и структурно-текстурным особенностям (рис. 55).

6. Интенсивная перекристаллизация вмещающих пород в зоне термального метаморфизма. Как отмечено выше (глава IV), в зоне контактового метаморфизма известняки переходят в среднезернистые контактовые мраморы. При этом эффективная и абсолютная пористость их повышается, а упруго-механические свой-

Таблица 19

Результаты химических анализов доломитов месторождения Лянгар, ес. %

Компонент	Номер пробы							
	341	127	156	209	229	230	268	286
SiO ₂	1,42	2,12	0,69	2,52	1,70	2,17	1,95	2,40
FeO ₂	Не опр.	Не опр.	0,01	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Al ₂ O ₃	0,62	1,22	0,00	0,00	0,00	1,1	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	0,00	0,68	0,29	0,40	0,72	0,55	0,46	0,58
FeO	Не опр.	Не опр.	0,59	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MnO	То же	То же	0,28	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
MgO	19,74	17,81	18,85	13,57	20,06	14,90	19,35	17,64
CaO	33,43	33,67	33,76	38,93	31,90	37,30	32,67	33,38
C ₂	44,83	44,47	44,88	44,42	45,50	41,05	45,04	44,55
S	Не опр.	Не опр.	0,10	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H ₂ O	Не опр.	Не опр.	0,70	То же	То же	То же	То же	То же
Сумма	100,04	99,97	100,15	99,84	99,88	100,08	99,48	98,48
Автор	Н. А. Якушев, Б. Мельниченко		О. М. Римская-Корсакова		А. А. Бабаджанов			

Примечание. Анализы выполнены в химлаборатории Мингео УзССР Л. И. Ченко и в химлаборатории САИГИМСа Л. Л. Галкиной.

ства понижаются. Тем самым к началу скарнового процесса в контактовых мраморах создаются благоприятные условия для циркуляции постмагматических растворов и их более длительного взаимодействия с кальцитовыми зернами мраморов, т. е. создаются благоприятные условия для метасоматоза.

7. Преимущественно пироксеновый, пироксен-амфиболовый и пироксен-гранатовый состав, повышенная железистость и крупнозернистость скарнов выступают как факторы, определяющие отложение в таких скарнах шеелита и других рудных минералов.

Все факторы формирования скарново-рудных тел и распределение шеелита в них изучались путем составления многочисленных литолого-структурных разрезов, карт литолого-структурных и минералого-петрографических факторов формирования и критериев прогноза скрытого оруденения, а также путем детального изучения интенсивности метаморфизма вмещающих пород, изменения их структурно-текстурных и физико-механических особенностей, минерализаций магматического и постмагматического этапов. При выяснении характера погружения контактовой поверхности интрузива широко использовались данные имеющихся здесь многочисленных горных выработок и скважин.

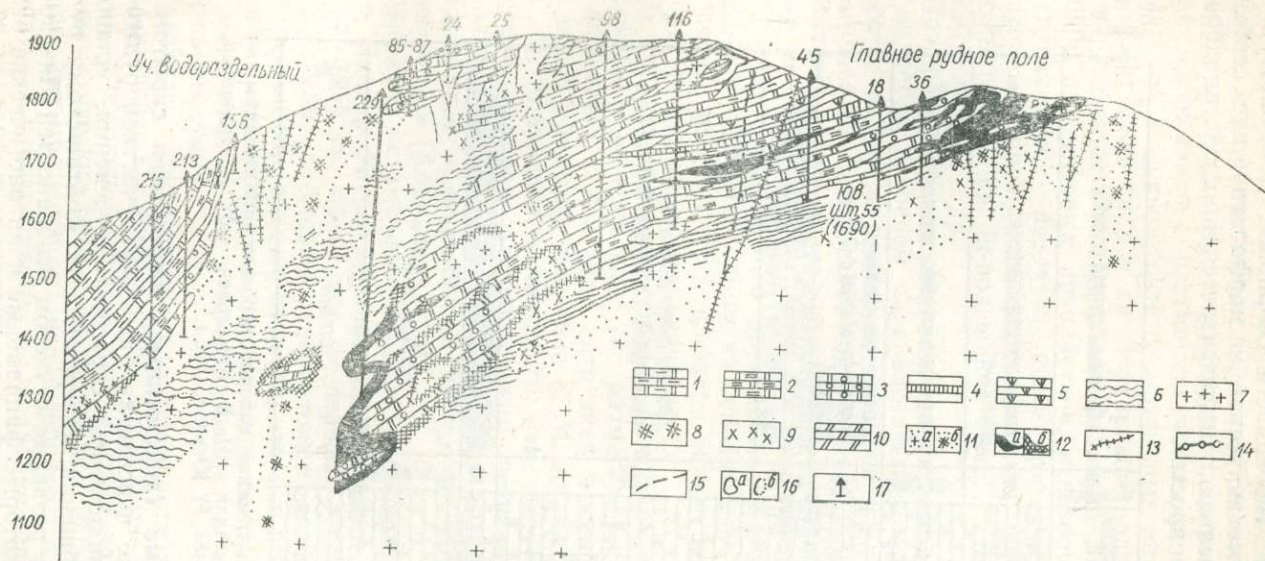


Рис. 54. Разрез через Главное рудное поле м-ния Лянгар в южном направлении. Составили: М. М. Исмаилов, А. А. Бабджанов, И. Х. Хамрабаев с использованием данных Лянгарской ГРП 1938—1959 гг.

1 — мраморы среднезернистые, 2 — крупнозернистые, 3 — гигантозернистые, 4 — роговики известково-силикатовые (волластонит, кальцит, пироксен, гранат и др.), 5 — роговики пироксен-полевошпатовые, 6 — сланцы, 7 — граниты биотитовые, 8 — граниты лейкократовые с сульфидами, 9 — диориты и кварцевые диориты, 10 — доломитовые мраморы, 11 — граниты биотитовые (а) и лейкократовые (б), измененные кварцевыми прожилками и жилы, 12 — скарново-рудные тела, установленные (а), предполагаемые (б), 13 — кварцевые прожилки и жилы, 14 — флогопитовые прожилки и зоны флогопитизации, 15 — разрывные нарушения, 16 — контуры пород прослеживаемые (а), предполагаемые (б), 17 — скважины.

В камеральных условиях изучались вещественный состав скарнов, типоморфные особенности скарновых минералов и их парагенезис, физико-механические и морфологические особенности кальцитовых мраморов, петрофизические свойства пород и руд и многие другие вопросы.

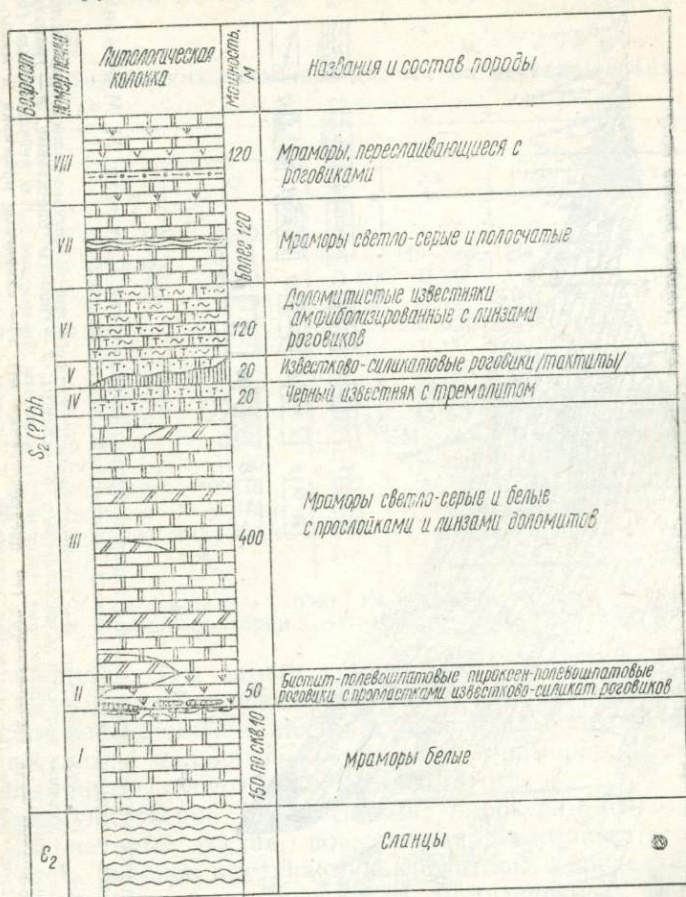


Рис. 55. Литологическая колонка карбонатной толщи м-ния Лянгар. Составили И. Х. Хамрабаев, М. И. Исмаилов, А. А. Бабаджанов, М. Юсупов, 1972 г.

Наиболее важные (действенные) индикаторы скрытого оруденения. При оценке перспектив отдельных участков рудного поля использованы индикаторы скрытого оруденения, установленные на основе обобщений материалов по Койташскому рудному полю, но несколько развитые с учетом особенностей Лянгарского.

Несмотря на некоторые фациальные и литологические отличия Лянгарского интрузива и поля от Койташского, главные особенности формирования самого интрузива и скарново-рудных тел

для обеих полей являются общими. Поэтому основные минералогические и структурные критерии (значение пологих контактов интрузивов с карбонатными породами, степень их мраморизации, подводящие трещинные структуры со стороны интрузива и значения интенсивности постмагматических и жильномагматических проявлений в эндоконтакте гранитоидных интрузивов II—III фаз) сохраняют свою силу и на Лянгарском поле. Но в связи с местными особенностями (широкое развитие карбонатных пород и наличие доломитовых пропластков, некоторые фациальные отличия гранитоидов) вводятся новые критерии. Это учет роли индикаторных проявлений форстеритовых, диопсид-форстеритовых, флогопитовых, кварц-полевошпатовых, амфибол-скаполитовых жил, прожилков и др.

При рассмотрении индикаторов скрытого оруденения мы более подробно разберем минералогические, структурные, петрографические и другие критерии, отражающие местные особенности формирования Лянгарского рудного поля.

Интенсивность перекристаллизации вмещающих мраморов, а также их термолюминесцентные и декрепитационные особенности. Этот индикатор скрытого оруденения во всех изученных месторождениях считается одним из основных, но на Лянгарском рудном поле, где почти 70% площади занято карбонатными породами, он приобретает особое значение.

На структурное разнообразие актауских «кристаллических известняков» и на зональное (по размерам зерен) расположение их по отношению к контакту интрузива и скарново-рудных тел в свое время обратили внимание Х. М. Абдуллаев (1947) и др.

Х. М. Абдуллаев, в частности, отмечал, что «...крупнокристаллические мраморы распространены незначительно. Обычно они располагаются вдоль контакта, образуя полосу шириной 20—30 м, и отличаются молочно-белым цветом и крупнокристаллическим сложением...» (Абдуллаев, 1947).

Высокую метаморфизованность карбонатных пород месторождения Лянгар М. Д. Троянов, проводивший детальную разведку в 1954—1955 гг., объясняет, во-первых, региональным динамометаморфизмом, во-вторых, контактовым воздействием интрузий. При этом он справедливо отмечал, что «...в последнем случае (контактом метаморфизме) иногда имел место не только термальный метаморфизм, но и преобразование пород послемагматическими процессами».

О зависимости интенсивности перекристаллизации карбонатных пород изученных месторождений, в том числе месторождения Лянгар, от интенсивности проявления контактового метаморфизма и постмагматических процессов, а также о зональном расположении контактовых мраморов различной зернистости в экзоконтакте скарново-рудных и интрузивных тел подробно говорится в гл. IV.

Следует добавить только, что гигантозернистые контактовые мраморы располагаются непосредственно над скарново-рудными

телями, образуя ореолы, в некоторой степени повторяющие контуры скарновых тел. Гигантозернистые контактовые мраморы — продукт дальнейшей перекристаллизации мраморов (претерпевших контактовый метаморфизм) под действием околоскарновых гигантозернистых контактовых мраморов на месторождении Лянгар достигает 40—50 м. Они являются индикаторами скарново-рудных тел, т. е. указывают на наличие и близость расположения рудных тел.

Учитывая прямую зависимость между интенсивностью перекристаллизации контактовых мраморов и интенсивностью контактового и постмагматического метаморфизма, мы на геологической карте месторождения выделили участки распространения контактовых мраморов различной зернистости, что в совокупности с другими минералогическими индикаторами скрытого оруденения дало возможность оконтурить площади, наиболее перспективные на скрытое оруденение.

В главе IV отмечалось, что значение $\frac{I_1}{I_2}$ и количество импульсов декрепитации контактовых мраморов служат индикаторами проявления постмагматической минерализации и имеют большое практическое значение для поисков скрытых рудных тел. Мы детально изучили термолюминесцентные и декрепитационные свойства контактовых мраморов закрытых площадей и на основе зависимостей (рис. 22, 25) попытались составить термолюминесцентные и декрепитационные прогнозные схемы месторождения с выделением четырех зон (табл. 20) с различной глубиной залегания прогнозируемых рудных тел (рис. 56, 57).

Наиболее перспективные на скрытое редкометалльное оруденение — зоны с глубиной залегания рудных тел до 100 м. Для контактовых мраморов этих зон характерны $\frac{I_1}{I_2} > 4$ и количество импульсов ДК более 2200. Эти зоны в основном охватывают площади, где имеются выходы скарново-рудных тел, участки развития кварц-шеелитовой, реже с сульфидами минерализации, а также участки с неглубоким залеганием рудных тел.

Достоверность прогноза согласуется с наличием выходов рудных тел и результатами опробования горных выработок (шт. Капитальная, Южная, № 55), вскрывших промышленные залежи.

Перспективные зоны, для которых $\frac{I_1}{I_2} = 3-4$ и количество импульсов 1600—2200, располагаются чаще всего вслед за первой. Диаграммы (см. рис. 22, 25) позволяют считать, что в этих зонах глубина залегания скарново-рудных тел 100—200 м. В пределах этой зоны расположены скважины 49, 54, 116, 148, 175, 185, 228 и др., которыми на глубинах 100—175 м вскрыты скарново-рудные тела.

Менее перспективные зоны, для которых $\frac{I_1}{I_2} = 2-3$, а количе-

ство импульсов 1000—1800, имеют предполагаемую глубину залегания рудных тел 200—300 м. Промышленная ценность этих зон не всегда может быть определена надежно. Некоторыми расположенными здесь скважинами (112, 114, 115 и 169) на глубине 200—300 м вскрыты скарново-рудные тела, а некоторые скважины безрудные.

Бесперспективные зоны, характеризующиеся значениями $\frac{I_1}{I_2} < 2$ и количеством импульсов ДК менее 1200, охватывают экзоконтакты «сухих» отрезков контакта интрузива и другие участки, безрудность которых в отдельных местах согласуется с данными скважин 160, 102, 122, 120 и др.

Хорошая сходимость контуров перспективных площадей, выделенных на основании термолюминесцентного и декрепитацион-

Таблица 20

Характеристика перспективных зон, выделенных на термолюминесцентной и декрепитационной картах месторождения Лянгар

Перспективы зон	$\frac{I_1}{I_2}$	Кол-во имп. декрепит.	Расстояние от рудных тел, м	Горные выработки, с данными которых согласуются перспективы зон
Наиболее перспективная	>4	>2200	0—100	Шт. Капитальная, Южная, № 55 и др.
Перспективная	3—4	1600—2200	100—200	Скв. 49, 54, 148, 175 и др.
Менее перспективная	2—3	1100—1800	200—300	Скв. 112, 114, 115, 169 и др.
Бесперспективная	<2	<1200	„Сухие“ контакты и др. безрудные участки	Скв. 120, 122, 160, 202 и др.

ного анализов, подтверждение их достоверности данными многочисленных скважин и горных выработок, а также совпадение контуров этих площадей с контурами перспективной площади, выделенной на основании структурно-литологических, минералого-петрографических и других критериев, свидетельствуют о высокой разрешающей способности термолюминесцентных и декрепитационных методов и эффективности совместного использования их для поисков скрытых скарново-редкометалльных рудных тел в карбонатной среде.

Интенсивность постмагматической минерализации в эндоконтактной зоне интрузива. Важное значение этого критерия доказано на месторождении Койташ путем детальных исследований проявлений минерализаций в эндоконтактной зоне (Хамрабаев и др., 1973; Хамрабаев и др., 1975). Выяснено, что степень проявления постмагматической минерализации (густота жил и прожилков, их суммарная мощность на единицу отрезка эндоконтактной зо-

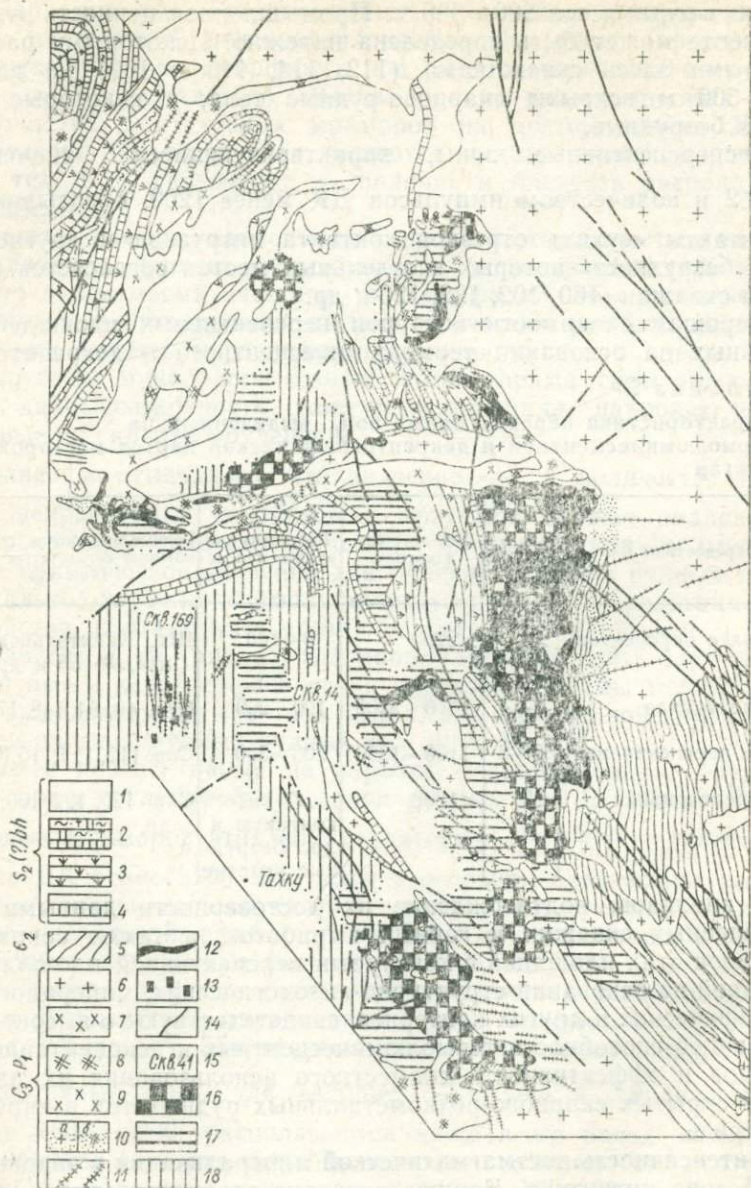


Рис. 56. Прогнозная геологическая схема м-ния Лянгар на скрытое редкометалльное оруденение по данным исследований термолюминесценции мраморов. Составил А. А. Бабаджанов, 1974 г.

1 — контактовые мраморы, 2 — мраморы битуминозные с вкрапленностью силикатных минералов и пропластками роговиков, 3 — роговики пироксен-полевшпатовые, 4 — роговики известково-силикатовые, 5 — ороговикованные слюдистые сланцы, 6 — граниты биотитовые,

ны и др.) тем сильнее, чем интенсивнее скарново-рудный процесс на контакте.

Изложенное выше по Лянгарскому рудному полю проверено на Главном, Водораздельном, Западном участках, а также на участке Кварцевых жил. Здесь многие сотни кварцевых жил с грейзенизированными, реже альбитизированными, калишпатизированными и пиритизированными зальбандами сопровождают скарново-рудные контакты. Обычно эти жилы мощностью до первых десятков сантиметров ориентированы перпендикулярно и косо к скарновой залежи и выклиниваются, «входя» в нее; в единичных случаях жила, пройдя через скарновое тело, выклинивается в известняках в 10—15 см от контакта. Сами кварцевые жилы содержат рассеянное шеелитовое и молибденитовое оруденение. Этого оруденения несколько больше в кварцевых жилах Водораздельного участка в «рукаве» интрузивного тела, обнаженного над штольней 56. Здесь на расстоянии 76 м имеется 33 кварц-полевошпатовые жилы общей мощностью 4,3 м. Граниты между жилами сильно изменены, местами до «апогранитов». Кровлю штольни 56 в ее устье слагает метровая кварцевая жила с редкими, но довольно крупными кристаллами шеелита и розетками молибденита, которые на поверхности замещены повеллитом или молибденовой охрой.

В районе Главного рудного поля эндоконтактовая часть интрузива наряду с кварцевыми жилами содержит густую систему параллельных, перпендикулярных к контакту (скарновой залежи), трещин, по которым отмечаются грейзенизация и пиритовая минерализация. Кварцевые жилы относительно редки, но среди них попадаются турмалинсодержащие разности, что отличает Лянгарское поле от Койташского, где турмалиновая минерализация не установлена. Густота минерализованных трещин и кварцевых жил здесь приблизительно такая же, как на участках Центральный, Шуркунда и Угат Койташского поля.

Все перечисленное позволяет думать, что интенсивность постмагматической минерализации в эндоконтактовой зоне может быть успешно применена для оценки и прогнозирования скрытых скарново-рудных залежей и в Лянгарском поле.

Особенности минеральных парагенезисов жил и прожилков, залегающих в осадочно-метаморфической толще. Закономерность формирования минеральных парагенезисов жил, прожилков и последовательность их проявления во времени и пространстве обусловлены главным образом стадийностью постмагматических процессов.

Жилы и прожилки в осадочно-метаморфической толще, являясь «отголосками» процессов, проявившихся на контакте, несут признаки, по которым их можно так сгруппировать, чтобы каждая ха-

7 — диориты и кварцевые диориты, 8 — граниты лейкократовые, 9 — апограниты, 10 — граниты биотитовые (а) и лейкократовые (б) измененные с сульфидами, 11 — кварцевые жилы и прожилки, 12 — скарново-рудные тела, 13 — вкрапленность сульфидов, 14 — разрывные нарушения, 15 — номера скважин, 16 — участки, наиболее перспективные на скрытое редкометалльное оруденение, 17 — перспективные, 18 — менее перспективные.

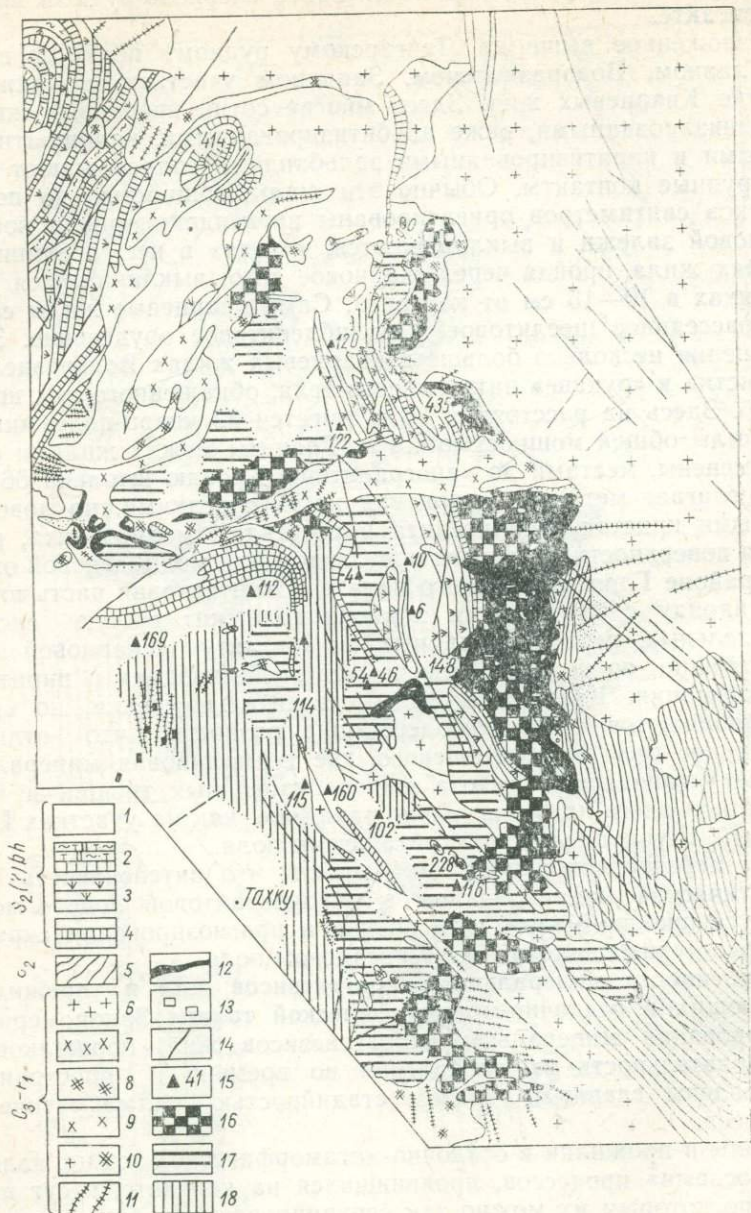


Рис. 57. Декрептофоническая прогнозная геологическая схема м-ния Лянгар на скрытое редкометалльное оруденение. Составил А. А. Бабджанов, 1974 г. Усл. обозн. см. на рис. 56.

рактизовала проявление определенного этапа и стадии минерализации.

По минеральному парагенезису и возрастной последовательности образования вся жильная минерализация Лянгарского рудного поля подразделена на пять групп, имеющих различный индикаторный вес в прогнозировании скрытого оруденения.

1. Диопсидовые и форстеритовые прожилки, образующиеся на магматическом этапе замещения на Лянгарском рудном поле, залегают, как правило, в экзоконтакте фронтальных скарнов магнезиальной формации. Протяженность этих прожилков контролируется мощностью доломитовых пропластков, не превышающей 2—3 м.

Магнезиальные скарны, их жилы, ограниченно распространенные как продукты магматического этапа, значительно оторваны по времени образования от вольфрамового оруденения, поэтому жилы могут быть лишь индикаторами скарновых тел, а постмагматически преобразованные разности рассматриваются как индикаторы апомагнезиальных известковистых скарнорудных тел.

2. Прожилки минералов, формирование которых связано с постмагматическим скарнообразованием, — инфильтрационно-метасоматические скарновые жилы. К ним относятся жилы пироксеновых, пироксен-гранатовых, пироксен-волластонитовых, гранат-волластонитовых и везувияновых скарнов, иногда с сульфидами и шеелитом I. Они рассматриваются как очень близкие индикаторы, свидетельствующие о наличии скарново-рудных тел на глубине до 80—150 м. Однако иногда прожилки пироксенового скарна известковой формации находятся на расстоянии 250 м и более от контакта интрузива.

3. Прожилки минералов, образование которых синхронно с сопряженным и наложенным типом вольфрам-молибденового оруденения.

Это альбит-кварцевые с шеелитом II (уч-к Кварцевые жилы), альбит-амфиболовые с шеелитом II (уч-к Тутексай), кварц-амфиболовые с шеелитом III (Главное рудное поле, Западный уч-к), кварц-амфибол-скаполитовые с шеелитом III и кварц-флогопитовые с шеелитом III (уч-к Западный), кварц-пироксен-амфиболовые с шеелитом III, кварц-вольфрамитовые с шеелитом III, кварц-полевошпат-серицитовые с шеелитом III, актинолит-тремолитовые, марганцовисто-железисто-волластонитовые с шеелитом III и др.

Перечисленные жилы свидетельствуют о нахождении скрытых скарново-рудных тел примерно на глубине 300—400 м и служат надежными индикаторами скрытого оруденения.

4. Среднетемпературные гидротермальные прожилки кварц-сульфидных парагенезисов — удаленные индикаторы скрытого оруденения.

К ним относятся: кварц-арсенопиритовые с золотом и шеелитом III (уч-к Западный), кварц-пирротиновые, кварц-пирротин-халькопирит-пиритовые, кварц-сфалерит-галенитовые, карбонатно-

сульфидные и др. жилы, прожилки и зоны окварцевания в различных породах. Мощность прожилков от миллиметров до первых метров. Протяженность зависит от вмещающей среды в песчано-сланцевых породах до 1000 м и более, а в карбонатной среде протяженность их достигает 650—700 м.

5. Низкотемпературные гидротермальные кварцевые, кварц-карбонатные, карбонатные, кварц-флюоритовые (уч-к Западный), брусит-кальцитовые (уч-к Северный) жилы и прожилки удаляются на расстояние до 1000—2000 м от контакта и не являются прямыми индикаторами скрытого скарново-редкометалльного оруденения, а служат косвенными критериями оценки перспектив отдельных площадей месторождений и рудных полей.

В целом перечисленные выше индикаторные жилы минералов во вмещающих породах наравне с другими индикаторами могут быть основой научного прогнозирования скрытого скарново-редкометалльного оруденения как на Лянгарском, так и на других рудных полях Западного Узбекистана.

Продукты гипергенных изменений скарново-рудных тел, содержащих сульфиды железа, меди и молибдена. Основной облик зоны гипергенеза и образующихся при этом «железных шляп» определяется содержанием пирротина как легко окисляющегося в поверхностных условиях, с одной стороны, и развитием пострудных нарушений, — с другой (Хамрабаев и др., 1973; Исмаилов, 1975).

Минеральные образования зон гипергенеза Лянгарского рудного поля по размерам и составу несколько отличаются от таковых месторождения Койташ. В Лянгарском рудном поле выделяются следующие типы гипергенных зон.

1. Нонтронит-бурожелезняковая зона окисления, состоящая главным образом из нонтронита, бурых железняков (гётит, гидрогетит), реже галлуазита, халцедона, аллофана, хризоколлы, повеллита, тунгстита, молибдита, пиролюзита, псиломелана и опала. Они образовались в результате разложения пироксенов, амфиболов, волластонита, молибденита, халькопирита, шеелита и других минералов скарново-рудных тел. Выходы нонтронитовых и нонтронит-бурожелезняковых зон могут указывать на близкое (до 10 м) залегание скарново-рудных тел. Этот тип гипергенных образований широко распространен на Главном рудном поле, Западном, Восточном и Водораздельном участках, где мощность их достигает одного метра, а протяженность 15—20.

2. «Железные шляпы», состоящие в основном из гётита, гидрогетита, лимонита, повеллита, хризоколлы, аллофана, галлуазита, реже тунгстита, ярозита, молибденита, молибдита, скородита, ферримолибдита, пироморфита, куприта, самородной меди и др., образующихся при разложении сульфидных прожилков с флогопитом, вермикулитом, а также сульфидсодержащих кварцевых и кварц-карбонатных жил и прожилков. Отмечаются жилеобразные, линзообразные и неправильные тела «железных шляп». Наи-

более крупные (до $2,5 \times 5$ м) их выходы находятся на Западном и Водораздельном участках.

Основные выходы «железных шляп» на Водораздельном участке локализованы в зоне крупного надвига субширотного простирания. Многочисленные маломощные выходы приурочены к кварцево-сульфидным, полевошпат-кварцево-сульфидным жилам и зонам сульфидизации в лейкократовых гранитах Водораздельного интрузива, особенно в его западной части.

Выходы «железных шляп» и зоны ожелезнения на Западном участке также приурочены к широтному разлому. Здесь расположены две древние выработки, которые заложены, судя по минерализации и шлакам, для добычи медной руды, приуроченной к контакту доломитистых известняков с ожелезненными лейкократовыми гранитами и представленной сильно выветрелыми, превращенными в «железную шляпу», тремолитовыми скарнами с реликтами сульфидов и самородной медью. В мелких пустотках в виде налета и отдельных скоплений отмечаются выделения ковеллина, малахита, борнита. В некоторых местах обнаруживаются бурые железняки шарообразной формы, напоминающие «стеклянную голову», характерные для зоны гипергенеза сульфидных месторождений. Внутри гетита содержатся реликты халькопирита с оторочками куприта и халькозина.

Перспективные площади Лянгарского рудного поля на скрытое редкометалльное оруденение и пути их раскрытия

Учитывая опыт прогнозирования скрытого оруденения на месторождении Койташ, а также на основании совокупности структурно-литологических, магматических, минералого-геохимических факторов, закономерностей размещения продуктов метаморфизма, постмагматических изменений и прожилковых минералов дана оценка потенциальной рудоносности известных участков, Лянгарского рудного поля и оконтурены первоочередные перспективные площади на скрытое скарново-редкометалльное оруденение.

1. Южный, западный фланги и глубокие горизонты Главного поля, включая прилегающие части участков Северный и Кварцевых жил, наряду с благоприятными структурными и литологическими условиями, интенсивным развитием постмагматической минерализации в эндоконтакте обладают еще прямыми данными о продолжении промышленного оруденения в этих частях Главного рудного поля. Так, скважина 229 и др., пробуренные в 1958—59 гг., вскрыли мощные залежи с промышленным содержанием вольфрама, иногда молибдена, меди и др. Штольни № 15, 45 и др. на Главном поле и южных его флангах остановлены в руде с промышленным содержанием вольфрама и молибдена.

2. Южный и Западный фланги Водораздельного участка также оцениваются исходя из вышеупомянутых позиций и некоторых данных бурения и разведки 1959—1960 гг. (и последующий пе-

риод в связи с оконтуриванием запасов керамического сырья). Из площадей, не охваченных при подсчете запасов вольфрамовых руд, особого внимания заслуживает район штольни № 56 с прилегающими к ней с северо-запада и запада площадями. Здесь представляют интерес скарновые залежи с шеелитом, молибденитом, пирротином, халькопиритом (меди более 1%), а также кварц-полевошпатовые жилы и апограниты в эндоконтактных частях интрузива. В бороздовых пробах апогранитов из штольни № 56 содержание WO_3 достигает 0,3%.

3. Примыкающие к Водораздельному участку с севера, северо-запада и северо-востока площади оцениваются по наличию многочисленных кварцевых, кварц-карбонатных жил, прожилков, а также благоприятной структурно-литологической позиции, выражающейся во встречном, по отношению к контакту интрузива, падении вмещающих пород, что создало благоприятные условия для внедрения многочисленных апофиз гранитоида по напластованию карбонатных пород. Наличие многочисленных кварцевых жил, скорее всего, свидетельствует о выпуклом характере здесь контактовой поверхности. Исходя из критериев оценки, скарново-рудные залежи следует ожидать севернее или южнее от полосы развития этих кварцевых жил.

В соответствии с перечисленными прогнозами сделаны рекомендации компетентным геологическим организациям о доразведке месторождения Лянгар. Намечены определенные виды, объемы работ и ожидаемый при этом прирост запасов металла, который мог бы обеспечить возрождение законсервированного месторождения.

Предполагаемые рудные потенциалы месторождения Лянгар никем не оспариваются. Однако тяжелые горнотехнические условия, залегание прогнозируемых рудных тел на значительных (500—700 м) глубинах и невысокое (0,3—0,4%) содержание в них WO_3 пока препятствуют проведению разведочных работ по раскрытию рудных потенциалов этого объекта.

Ингичкинское поле

Краткая историческая справка. Ингичкинское месторождение открыто в 1941 г. А. М. Енгальчевым. Разрабатывается с 1942 г., разведывалось Н. Д. Ушаковым, С. А. Денисовым, Н. Д. Аполлоновым, Е. Ф. Смирновой и др.

А. В. Королев, А. П. Шехтман, Н. Д. Ушаков на примере месторождения Ингичка разрабатывали литолого-структурные оценочные критерии перспектив отдельных площадей и выявили благоприятные позиции для локализации скарново-рудных тел на других участках месторождения. Кроме того, Н. Д. Ушаковым (1952) оценено индикаторное значение прожилковых минерализаций, расположенных в эндоконтактной зоне скарново-рудных тел для поисков скрытого вольфрамового оруденения.

Тематические работы, отражающие минеральный состав скар-

ново-рудных тел, петрографические характеристики магматических пород и другие вопросы, проводились З. А. Королевой, Х. М. Абдуллаевым, И. Х. Хамрабаевым и Х. Н. Баймухамедовым, Н. В. Лиценмайер, А. В. Миловским, М. С. Кучуковой, М. И. Исмаиловым, Д. К. Власовой, Н. Н. Королевой, В. Н. Ушаковым, В. Д. Отрощенко, Л. М. Крикуновой, Н. Н. Перцевым, А. А. Бабджановым, И. Сущинским, З. И. Хамрабаевой и др.

Исследованиями последних лет, проведенными по методическим разработкам Л. И. Шабынина (1966, 1972), на Ингичкинском поле установлены (Шабынин, 1974) шеелитоносные скарновые тела магнезиальной формации (Кучукова и др., 1980) и сопряженные с ними апогранитовые тела (Исмаилов и др., 1980) со всеми присущими им особенностями.

Кроме того, выявлена золото-серебряная минерализация в измененных сульфидизированных лампрофировых дайках Северного участка Ингички и рудопроявления Чангаллы.

Литолого-структурная позиция Ингичкинского рудного поля. Ингичкинское рудное поле находится в Зирабулакских горах, на юго-восточном контакте одноименного интрузива. В структурном отношении рудное поле приурочено к южному и юго-восточным крыльям Зирабулакского антиклинория. Она сложена сланцами, песчаниками, алевритами, алевролитоглинисто-кварцевыми и слюдисто-кварцевыми сланцами лландоверийского яруса (дараитутская свита — $S_1 lndr$), известняками, доломитовыми известняками, известняками лудловского яруса (пяззлинская свита — $S_2 ldpz$), известняками и в меньшей мере доломитами с тонкими пропластками и линзами кремнистых пород D_1 и D_2 , а также песчаниками, сланцами с прослоями конгломератов, углисто-глинистыми сланцами и известняками тынской свиты ($D_3-C_1 tm$). Эти породы в северо- и юго-восточной частях месторождения перекрываются конгломератами, песчанистыми глинами и известняками мелового и третичного возраста (Е. И. Барковская, В. С. Корсаков и др.).

Антиклинальная структура имеет субширотное простирание, осложнена двумя более мелкими антиклиналями третьего порядка и многочисленными нарушениями северо-восточного и северо-западного простирания. Наиболее крупные из них Каттасайский и Западный разломы.

На Ингичкинском рудном поле наиболее древние магматические породы — добатолитовые дайки лампрофиров преимущественно северо-восточного простирания. Они пересекаются Зирабулакским гранитоидным интрузивом C_3-P_1 (Хамрабаев, 1958, 1969). Зирабулакский интрузивный массив размещен в ядре одноименной антиклинальной структуры. По морфологии интрузив представляет собой крупный дискордантный плутон, вытянутый в субширотном направлении, сформировавшийся в условиях мезоабиссальной фации глубинности. Юго-восточный пологий контакт ($0-50^\circ$) интрузива имеет неровную волнистую поверхность, обу-

словленную складчатостью и пересечением структур, ориентированных вдоль и поперек контактовой поверхности интрузива.

Наличие такой поверхности стало одним из главных факторов в формировании месторождения Ингички.

Магматический комплекс верхнекарбон-нижнепермского возраста представлен диоритами, адамеллитами, биотитовыми и лейкократовыми гранитами, а также жильными гранит-аплитами, пегматитами, реже диорит-порфиритами.

Под воздействием интрузива породы палеозоя испытывали региональный и контактовый метаморфизм. Карбонатные породы превратились в мраморы, а сланцево-песчанистые преобразова-

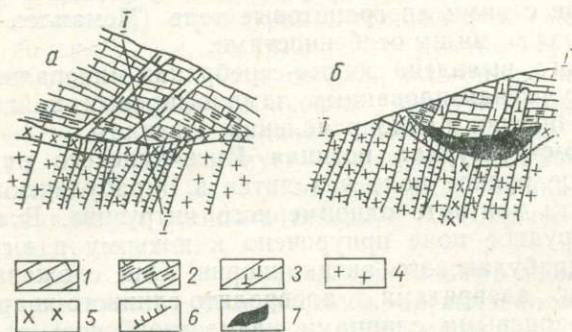


Рис. 58. Благоприятная структура контактовой поверхности гранитоидного интрузива для образования скарново-рудных тел месторождения Ингичка (по Н. Д. Ушакову, 1952).

a — план, *б* — разрез.

I — мраморизованный известняк среднезернистый, 2 — мраморизованный известняк крупнозернистый, 3 — лампрофировые дайки, 4 — гранит биотитовый, 5 — гранит аляскитовый, 6 — рудоподводящие каналы или зоны постмагматически измененных пород и прожилков кварца, 7 — скарново-рудные тела известковой формации.

лись в биотит-пироксеновые, биотитовые, биотит-кордиеритовые, андалузитовые роговики и узловатые сланцы.

Скарны различного минералогического состава формируются за счет всех пород вышеперечисленных свит. Однако промышленные скарново-рудные тела приконтактового и межпластового типов месторождения Ингичка возникают главным образом на контакте гранитоидного интрузива и его апофиз с карбонатной толщей пязлинской свиты доломитов (нижняя пачка), известняков и доломитистых известняков (верхняя пачка). Этот фактор предопределил появление шеелитоносных скарнов известковой и магнезиальной формации, которые существенно различаются между собой по ряду признаков (Шабынин, 1972).

Главнейшие факторы, контролирующие размещение оруденения в месторождении. Наиболее благоприятными факторами для формирования и размещения скарново-рудных тел Ингичкинского рудного поля можно считать следующие.

1. Контактная зона гранитоидного интрузива с карбонатными породами верхнего силура. Особенно пологий, неровный контакт (логообразные углубления, рис. 58) крупнокристаллических

известняковых мраморов верхней пачки пязлинской свиты. В таких контактах термальный и постмагматический метаморфизм происходит гораздо интенсивнее, вследствие чего известняки приобретают крупно- и гигантозернистую структуру. С другой стороны, в результате контракционного сокращения интрузивного тела возникают разноориентированные трещины, частично заполненные жильно-магматическими образованиями (дайками), по которым дренируются рудоносные постмагматические растворы из

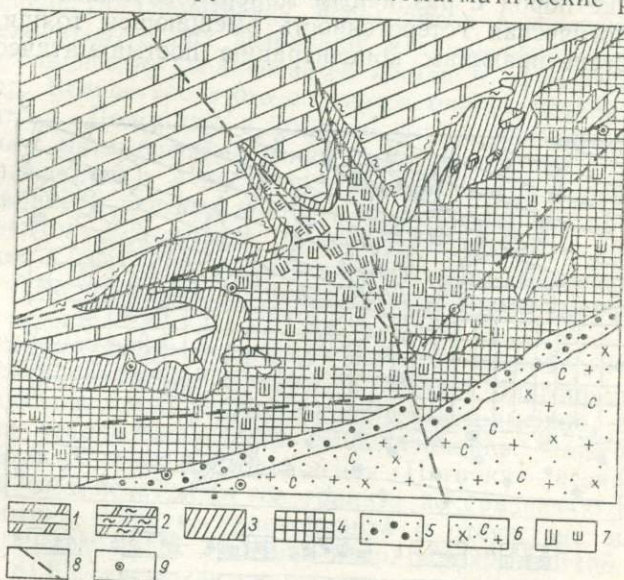


Рис. 59. Локализация вольфрамового оруденения (шеелит III) вдоль трещин двух направлений в скарново-рудных телах магнезиальной формации Ингичкинского месторождения.

1 — мраморы доломитовые, 2 — кальцифиры, 3 — скарны (диопсидовые) магнезиальные, 4 — скарны пироксеновые (ферросалитовые) апомагнезиальные известняковые, 5 — пироксен-плагиоклазовые околоскарновые породы, 6 — гранодиориты биотитовые хлоритизированные и серицитизированные, 7 — шеелит III, 8 — зоны нарушений, 9 — место взятия образца.

очагов их зарождения к месту локализации скарново-рудных тел. Вышеотмеченную закономерность формирования, выявленную на примере скарново-рудных тел известковой формации, можно распространить и на скарны магнезиальной формации (рис. 59). Наиболее мощные рудные тела с максимальным содержанием WO_3 приурочены к пологим контактовым поверхностям интрузива с аподолмитовыми кальцитовыми мраморами.

Северный штрек шахты "Капитальная" (интервал, м)	Угол падения контактовой поверхности интрузива, град.	Мощность рудного тела, м	Содержание WO_3
0,09—64,0	35—40	0,3—0,7	0,35—1,26
128,00—192,0	20—35	0,3—2,5	0,55—1,55
192,0—243,0	0—12	1,5—3,5	0,43—4,40

В скарново-рудных телах магнезиальной формации, пересеченных трещинами северо-восточного и субмеридионального направления (рис. 60), отмечаются уралитизация и окварцевание пироксеновых (ферросалит) скарнов с густой вкрапленностью и гнездами позднего (III) шеелита. По мере удаления от трещин содержание шеелита, кварца и амфибола постепенно уменьшается. Установлено, что наиболее интенсивно трещины образовывались на стыке пород с различным минералогическим составом.

2. Литологическая гетерогенность вмещающей толщи служит экраном, обеспечивающим концентрацию постмагматических ра-

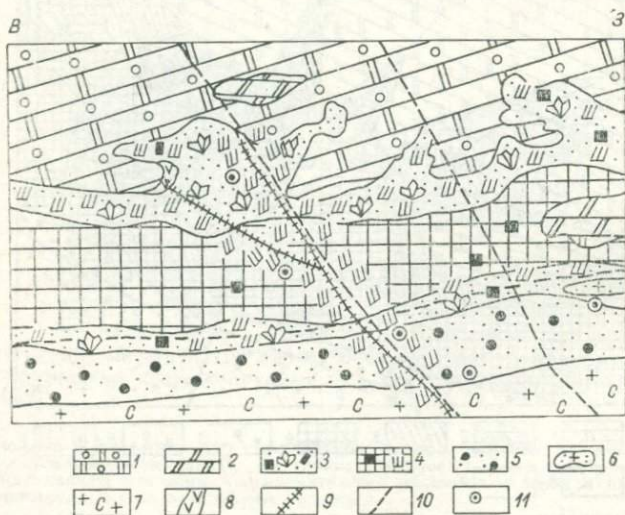


Рис. 60. Локализация вольфрамового оруденения по трещинам и ослабленным зонам (эндо- и экзоконтактные зоны) скарново-рудных тел магнезиальной формации Ингичкинского месторождения.

1 — кальцит аподоломитовый крупнокристаллический, 2 — мрамор доломитовый тонкозернистый, 3 — крупнокристаллические пироксен-амфибол-кварцевые породы с шеелитом III и сульфидами, 4 — пироксеновый (апомгнезиально-известковый) мелкозернистый, плотный с сульфидами, 5 — пироксен-плагноклазовые околоскарновые породы, 6 — реликты биотитового гранита, 7 — биотитовые граниты серицитизированные, 8 — окварцованные зоны, 9 — кварцевые прожилки с шеелитом III, 10 — нарушения, 11 — место взятия образца.

створов в пространстве и во времени. Наличие кремнистых пород Д₁—Д₂ и песчано-сланцевой толщи тымской свиты в разрезе месторождения Ингичка служило экраном, сдерживающим постмагматические растворы от «растекания». Кроме того, гетерогенность внутри карбонатных пород (доломиты, известняки, доломитовые известняки), сланцево-песчанистой толщи дарангутской свиты, обладающих различными петрофизическими свойствами, является благоприятным фактором для теплообмена и служит источником вещества, необходимого для формирования скарново-рудных тел. Об этом свидетельствуют рудные тела, за-

легающие в межпластовых отслоениях карбонатных пород пязлинской свиты со сланцево-песчанистой толщей дараитутской.

3. Предварительная контактовая (термальная и флюидальная) обработка вмещающих карбонатных и сланцево-песчанистых толщ подготавливает благоприятную среду для магматического и постмагматического метасоматоза. Однако на метаморфизм разные породы в зависимости от литологического состава и петрофизических свойств реагируют по-разному. Например, известняки, перекристаллизовываясь, переходят в разнотермные мраморы (кальциты), в них возникают механические двойники, трещины по спайности, увеличивается общая и эффективная пористость и др. Вследствие этого создается благоприятная среда для метасоматоза. Доломиты в отличие от известняков в стадии термального метаморфизма лишь слабо осветляются и перекристаллизовываются, а в постмагматическом этапе происходит раздоломичивание и переход в крупнокристаллические аподоломитовые кальцитовые мраморы. Сланцево-песчанистые породы преобразуются в роговики различного состава, экранирующее значение которых проявляется сильнее, чем у неметаморфизованных разновидностей.

4. Преобладающий геденбергитовый и геденбергит-гроссуляровый состав скарновых минералов создает благоприятную среду для развития продуктивной рудной кварц-амфибол-шеелит III ассоциации стадии кислотного выщелачивания. Одна из характерных особенностей месторождения Ингичка — незначительное развитие в составе рудных тел граната по сравнению с пироксеном, пирротина, пирита, халькопирита и отсутствие молибдена. По подсчетам Н. Д. Ушакова и др. (1962), из 1186 скважин 1006 (или 84,8%) вскрыли скарново-рудные тела геденбергитового, 176 (или 14,81%) — гроссуляр-геденбергитового и 4 (или 0,33%) — гроссуляр-диопсидового составов; 96,70% WO_3 от общего валового содержания его находится в первых двух разновидностях скарнов. Это еще раз подтверждает мнение Х. М. Абдуллаева (1945, 1947) и других исследователей, что шеелитовое оруденение связывается в основном с железистыми пироксенами и глиноземистыми гранатами (Жариков, 1968; Исмаилов, 1975).

Для выявления вышеотмеченных факторов локализации вольфрамового оруденения заново передокументированы рудные тела, вскрытые всеми шахтами месторождения Ингичка нынешними разведочными скважинами и пересмотрены с позиции новых данных (Шабынин, 1966, 1972; Хамрабаев, 1972 и др.), полученных на примере изучения скарново-рудных месторождений Советского Союза и Средней Азии.

Кроме того, составлены геологические разрезы через Ингичкинское рудное поле и схематическая карта литолого-структурных и минералого-петрографических индикаторов скрытого скарново-редкометалльного оруденения фланговых частей поля. Подсчитывались прожилковые образования в эндо- и экзоконтактных зо-

нах, выяснялся характер проявления метаморфического и метасоматического процессов. В лабораторных условиях изучался вещественный состав скарновых и карбонатных минералов, определялись их физические свойства.

Наиболее важные информативные индикаторы скрытого оруденения. В Ингичкинском рудном поле наиболее информативными индикаторами скрытого вольфрамового оруденения являются следующие.

1. Степень перекристаллизации известняков и доломитов. Процесс мраморизации в них проявляется по-разному. Известняки, перекристаллизовываясь в стадию термального метаморфизма, переходят в средне- и крупнозернистые, а на постмагматическом этапе — в крупно- и гигантозернистые разновидности мраморов. Последние образуют внешний ореол (от 2—3 м до 30—50 м) скарново-рудных тел известковой формации.

Доломиты метаморфизуются иначе. Осветленные тонко- и мелкозернистые разновидности доломита, расположенные в 30—40 м от контакта, являются результатами проявления термального метаморфизма и указывают на близость интрузива. Надежным индикатором рудных тел могут служить аподолмитовые кальцитовые мраморы, которые формируются в стадию кислотного выщелачивания на постмагматическом этапе минерализации за счет доломитов. В отличие от известняков в доломитах отмечаются интенсивные преобразования химического состава. Это обосновывается тем, что в составе карбонатных пород, расположенных вблизи скарново-рудных тел магнезиальной формации, между крайними членами доломита и кальцита фиксируются промежуточные разновидности, свидетельствующие о длительности и неравномерности процесса дедоломитизации. Конечным продуктом являются аподолмитовые средне- и крупнозернистые кальцитовые мраморы, внешне мало отличающиеся от апоизвестняковых, служащих надежными индикаторами на скрытое вольфрамовое оруденение в скарнах магнезиальной формации. Такие мраморы залегают на расстоянии 5—10 м от скарново-рудных тел.

2. Насыщенность эндоконтактовой зоны магматическими и постмагматическими образованиями. Показать значение этого индикатора на примере Ингичкинского месторождения не представляется возможным из-за того, что степень обнаженности приконтактовых частей интрузива с карбонатными породами составляет всего 10%. Однако Н. Д. Ушаков (1952) выявил прямую зависимость интенсивности оруденения в скарнах от густоты прожилковых образований в эндоконтакте и использовал их для прогноза в начале геолого-разведочных работ на Ингичкинском рудном поле (рис. 61).

Мы подсчитали количество жильно-магматических и постмагматических образований, расположенных в эндоконтактовой зоне северной части мощного рудного тела № 3 по геологической карте Н. Д. Ушакова (1952). Здесь отмечается насыщенность

жилами и прожилками магматических и постмагматических образований (табл. 21). При этом по мере удаления от контакта количество их уменьшается, что подтверждает закономерность, выявленную для Койташского рудного поля (Хамрабаев и др., 1971).

3. Прожилки магматических и постмагматических минеральных ассоциаций во вмещающих породах. При использовании индикаторов этой категории следует учитывать состав вмещающих пород и временно-пространственное положение прожилков. Пе-

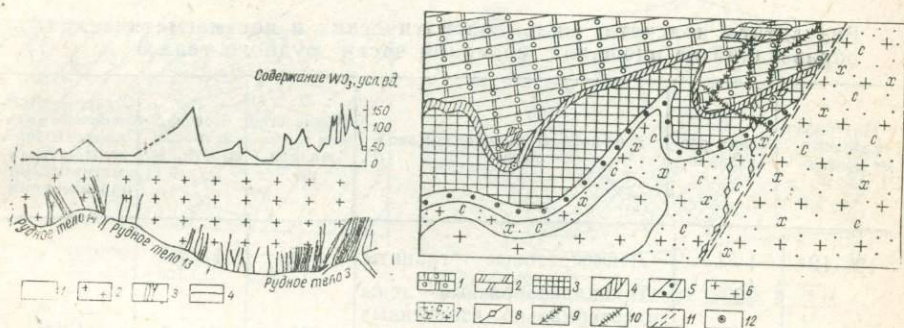


Рис. 61. Зависимость содержания WO_3 в рудных телах Ингичкинского месторождения от густоты прожилковых постмагматических минерализаций.

1 — карбонатные породы мраморизованные, 2 — граниты биотитовые, 3 — прожилки и зоны постмагматически измененных пород и кварцевых прожилков, 4 — линия контактовой поверхности (по данным Н. Д. Ушакова и Е. Ф. Смирновой, 1967).

Рис. 62. Разрез через рудное тело скарнов магнезиальной формации (шх. Капитальная, шт. Восточный, возле КП-5, гор. 750);

1 — кальциты аподолмитовые крупнокристаллические с реликтами доломита, 2 — мраморы доломитовые, 3 — скарны магнезиальные преобразованные, 4 — скарны магнезиальные магматического этапа замещения (диопсидовые), 5 — пироксен-полевошпатовые околоскарновые породы, 6 — гранодиориты биотитовые, 7 — гранодиориты серицитизированные и хлоритизированные, 8 — альбитовые прожилки, 9 — пироксеновые I (диопсидовые) прожилки, 10 — кварцевые прожилки, 11 — тектонические нарушения, 12 — место взятия образца.

стрый состав карбонатов и полиформационность скарново-рудных тел месторождения Ингичка все парагенезисы жильных минералов позволяют подразделить на следующие группы.

1. Диопсидовые и диопсид-форстеритовые прожилки магматического этапа минералообразования, которые, как правило, залегают в виде «усиков» висячем боку скарново-рудных тел магнезиальной формации среди аподолмитовых кальцитовых мраморов (рис. 62, 63, 64). Эти прожилки частично серпентинизированы и удаляются от контура рудных тел на расстояние 1,0—1,5 м.

На участке Джин такие прожилки — «усики» диопсидового и диопсид-форстеритового состава, отходящие от приконтактных рудных тел, размещаются как по напластованию доломитов, так и косо. Прожилки, переплетаясь между собой, образуют сложное прожилково-штокерковое тело. Падение прожилков почти вер-

тикальное, удаляются от приконтактных рудных тел на расстояние 10—12 м. Местами они серпентинизированы и тремолитизированы с редкими включениями шеелита и сульфидов. Характерная особенность таких прожилков — четко выраженная латеральная зональность (рис. 63): 1) доломит серого цвета; 2) форстерит-диопсидовый скарн, частично серпентинизированный с кальцитом; 3) диопсидовый скарн, интенсивно тремолитизированный и пересеченный тонкими прожилками хлорита. Далее эти зоны по-

Т а б л и ц а 21

Результаты подсчета жильномагматических и постмагматических образований на площадях северной части рудного тела 3

Интервал удаления от контакта, м	Длина разреза, м	Тип породы эндоконтактной зоны	Количество жил и прожилков, шт.	Коэфф. встречаемости, %	Степень насыщенности эндоконтактной зоны постмагматическими проявлениями
10—12	I—I 360	Лейкократовые граниты	5	13,50	1,29
		Прожилкообразные зоны гидротермально измененных гранитоидов грейзенизированные	30	81,08	
		Кварцевые прожилки по зальбандам	2	5,40	
65—70	II—II 360	Лейкократовые граниты	2	15,4	0,33
		Прожилкообразные зоны гидротермально измененных гранитоидов грейзенизированные	10	76,9	
		Кварцевые прожилки по зальбандам	1	7,69	

вторяются в обратной последовательности. Таким образом, в отличие от месторождения Койташ, где прожилковые пироксены представлены геденберgitом, а амфиболы — ферриактинолитом и гастингситом, в месторождении Ингичка минералы этой группы представлены диопсидом и тремолитом, что объясняется влиянием состава вмещающих карбонатных пород. Значение последнего фактора особенно заметно в составе прожилковых минералов второй группы.

II. Волластонитовые, волластонит-гранатовые и везувиан-гранатовые прожилки в известняках; амфибол (актинолит)-пироксеновые (ферросалит), тремолитовые в доломитах; диопсидовые в роговиках.

В крупнозернистых кальцитовых мраморах (шах. Северная, блок 21) зафиксированы многочисленные прожилки волластонит-везувиан-гранатового состава сложно-сетчатой текстуры (рис. 65).

Мощность прожилков 2—3 см; они удаляются на расстояние 2—5 м от скарно-рудных тел известковой формации. В них отмечается латеральная зональность: по зальбандам прожилков размещается волластонитовая зона, за ней следует везувиан, а в центре располагается тремолитовая зона. Здесь же встречаются гранатовые прожилки с кварцем и шеелитом, выклинивающиеся на расстояние 1,5—2 м.

В экзоконтактной зоне скарно-рудных тел магнезиальной формации встречаются актинолит-салитовые (иногда ферросали-

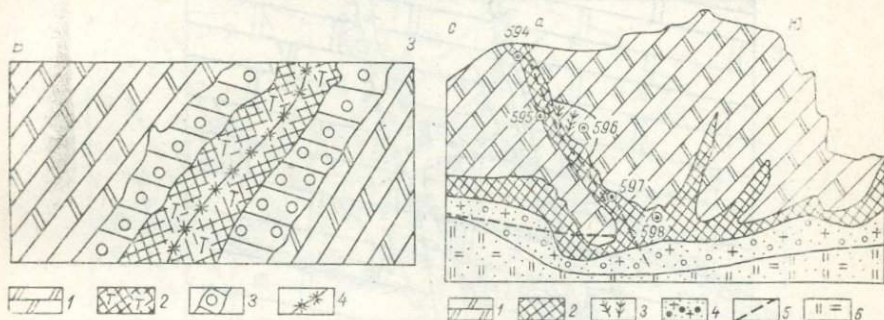


Рис. 63. Латеральная зональность прожилков скарнов магнезиальной формации Джинского участка.

1 — доломитовые мраморы, 2 — магнезиальные скарны тремолитизированные, 3 — скарны диопсид-форстеритовые и форстеритовые, интенсивно серпентинизированные, 4 — хлоритовые прожилки.

Рис. 64. Прожилково-сетчатое строение скарнов магнезиальной формации (индикаторов I группы), уч. Джин.

1 — доломитовые мраморы, 2 — магнезиальные скарны, частично термомолитизированные, 3 — диопсид-форстеритовые скарны, частично серицитизированные прожилково-сетчатого строения, 4 — пироксен-плаггиоклазовые породы, 5 — зоны нарушения, 6 — наносы.

товые) прожилки с флогопитом, кварцем и крупными выделениями шеелита. Они чаще всего приурочены к зонам дизъюнктивных нарушений северо-восточного направления. Удаляются на 2—5 м от внешнего контура рудных тел.

В биотит-полевошпатовых ороговикованных породах отмечаются многочисленные мелкие скарновые прожилочки мощностью 0,2—5 см. Центральная часть таких прожилков состоит из пироксен-полевошпатовых околоскарновых пород; по зальбандам располагаются тонкозернистые диопсидовые скарны. Кроме того, здесь же встречаются кварц-полевошпатовые прожилки, которые пересекают дайки лейкократовых гранитов, а сами секутся кварцевыми прожилками, накладывающимися на скарны (рис. 66). Эти прожилковые образования, а также геологическая обстановка расцениваются нами как признак наличия межпластовых рудных тел, расположенных между роговиками и карбонатными породами на глубине 100—120 м.

III. Прожилки амфибол-кварц-альбитового состава с шеелитом II, кварц-полевошпат-пироксеновые с шеелитом III, кварц-флогопитовые и др. являются прямыми индикаторами вольфрамового оруденения. Разнообразие минерального состава этих прожилков обусловлено литологическим составом вмещающих пород. Амфибол-кварцевые и кварцевые прожилки с шеелитом III распространены в скарново-рудных образованиях известковой и магнезиальной формации. Эти же прожилки в зонах нарушения

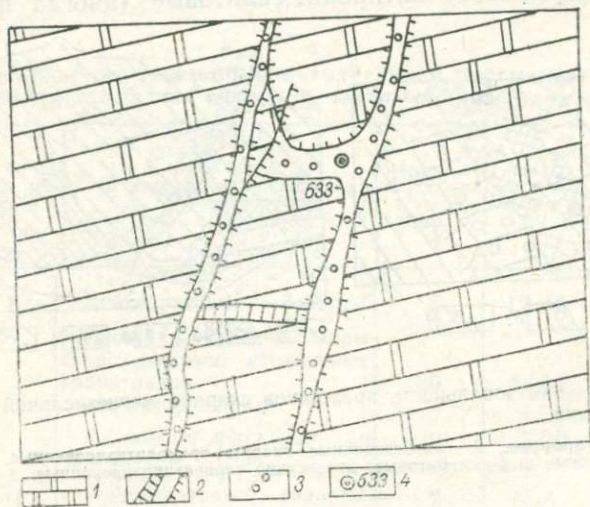


Рис. 65. Прожилково-сетчатое и лестницеобразное строение скарнов известковой формации (индикаторы II группы). М-ние Ингичка (шахта Северная, блок 27). 1 — кальцитовые мраморы крупнокристаллические, 2 — волластонитовые скарны, 3 — волластонит-везувиан-гранатовые скарны, 4 — место взятия образца.

выходят за пределы контуров рудных тел и удаляются на расстояние 2—3 м, амфиболовые и кальцит-флогопит-сульфидные прожилки в доломитах удаляются на расстояние 5—6 м. На Восточном участке месторождения Ингичка в 35 м от рудного тела отмечен пироксен-амфиболовый прожилок с вкрапленностью сульфидов (скв. 2624). Таким образом, диапазон действия прожилков этой категории в Ингичкинском поле как индикаторов скрытого оруденения составляет 2—35 м.

IV. Кварц-сульфидные прожилки, наложенные на скарново-рудные тела, являются косвенными индикаторами вольфрамового оруденения.

На восточном контакте Джинского интрузива имеются выходы многочисленных, параллельно расположенных частично ожелезненных кварц-сульфидных прожилков, приуроченных к зоне дизъюнктивного нарушения северо-восточного и субмеридионального направлений. Мощность прожилков составляет 3—5 см, падение почти вертикальное, удаляются на расстояние 2—6 м от скарново-рудных тел.

На восточном участке в известняках имеются кварц-хлорит-пирит-халькопиритовые прожилки, удаляющиеся от рудного тела (скв. 2627) на расстояние 3,5—5 м и галенит-сфалеритовые тонкие прожилки, залегающие на расстоянии 60—80 м от скарново-рудных тел известковой формации.

Такие кварц-хлорит-карбонатные прожилки с сульфидами впервые описывали Н. Д. Ушаков и др. (1956) и расценивали как

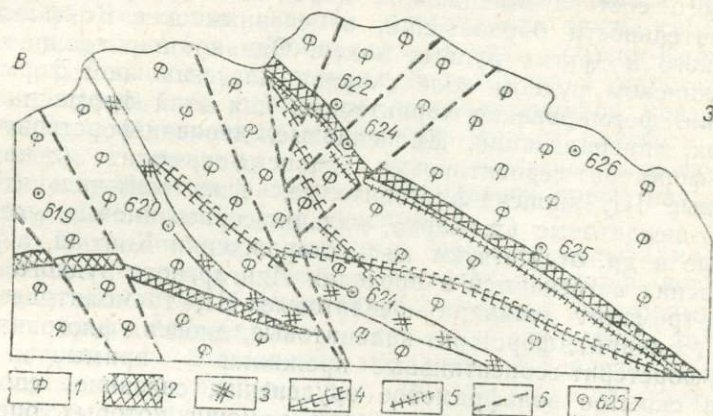


Рис. 66. Схема размещения прожилковых образований магматического и постмагматического этапов минералообразования в ороговикованных узловатых сланцах Джинского участка.

1 — ороговикованные узловатые слюдястые сланцы, 2 — пироксеновые скарны (индикаторы II группы), 3 — лейкократовые граниты, 4 — полевошпатовые прожилки (индикаторы I группы), 5 — кварцевые прожилки (индикаторы IV группы), 6 — зоны нарушения, 7 — место взятия образца.

продукты отложения «отработанных» растворов, оставивших свой основной полезный груз на контакте, и являющихся надежными индикаторами скрытого оруденения.

В ороговикованных сланцево-песчанистых толщах отмечаются многочисленные кварц-сульфидные и кварцевые прожилки северо-восточного субмеридионального простирания. Они удаляются от контакта гранитоидного интрузива на расстояние 200—800 м.

V. Безрудные кварц, кварц-кальцитовые, серпентин-кальцитовые, кальцит-доломитовые прожилки, располагающиеся возле скарно-рудных тел магнезиальной и известковой формации и во внешних зонах контактового ореола интрузива, прослеживаются на расстоянии 800—2000 м и более (по горизонтали). Из них кварцевые жилы и прожилки особенно широко распространены в сланцево-песчанистой толще, серпентин-кальцитовые — в доломитовых мраморах, кальцитовые и кварц-кальцитовые в известняках.

Эти жилы и прожилки не могут быть использованы как основные индикаторы скрытого вольфрамового оруденения. Они служат

дополнительным критерием при оценке перспектив отдельных площадей и рудного поля в целом.

Вышеприведенные данные, во-первых, дают некоторые представления о закономерностях размещения магматических и постмагматических жильных и прожилковых образований в пространстве и во времени по отношению к скарново-рудным телам, об изменении их минералогического состава в зависимости от литологического состава вмещающих пород и подтверждают схему последовательности образований, отмеченных для Койташского, Лянгарского и других рудных полей. Однако широкое развитие в Ингичкинском рудном поле скарнов магнезиальной формации обусловило формирование характерных для этой формации прожилковых минерализаций. Диопсидовые, диопсид-форстеритовые, диопсид-форстерит-серпентиновые, диопсид-тремолит (\pm кварц)-шеелитовые III, диопсид-флогопитовые, форстерит-кальцитовые, тремолит-шеелитовые (\pm кварц), кальцит-серпентиновые, хлорит-кварцевые и др. отсутствуют на месторождении Койташ, а некоторые из них встречаются в пределах Лянгарского рудного поля. Диопсид-тремолит (\pm кварц)-шеелитовые III, тремолит-шеелитовые III (\pm кварц), форстерит-кальцитовые, диопсид-флогопитовые, диопсид-форстерит-серпентиновые прожилки — прямые индикаторы на скрытое вольфрамовое оруденение, связанное со скарнами магнезиальной формации, при помощи которых оценивается рудоносность площадей распространения карбонатных пород доломитового состава.

Во-вторых, минералогический состав прожилков зависит от литологического состава вмещающих пород, стадийности процесса минералообразования, кислотности и щелочности постмагматических растворов.

VI. Выходы «железных шляп» служат одним из действенных индикаторов в том случае, если формируются за счет выветривания скарново-рудных тел, шеелитсодержащих кварц-сульфидных прожилков, сульфидсодержащих апогранитовых руд и других вольфрамоносных метасоматитов.

На Ингичкинском рудном поле «железные шляпы» халцедонгетитового (гидрогетитового) состава широко распространены на восточном и юго-восточном контактах Джинского интрузива и располагаются в виде тонких прожилков в доломитах.

На юго-восточном контакте Каттасайского интрузива среди доломитов отмечаются многочисленные небольшие выходы «железных шляп», состоящие из халцедона, гидрогетита линзообразной и овальной форм. Там же встречаются сложные прожилково-сетчатые образования бурых железняков, приуроченные к зоне разлома субширотного направления. Эти прожилки сложены гетитом, гидрогетитом, кальцитом с редкими включениями флогопита. Сформировались они в результате окисления пирротина, пирита и др. «Железные шляпы», образующиеся в результате выветривания скарново-рудных тел, размещены в зоне Каттасайского и

Широтного разломов. Выходы их отмечаются на Центральном участке (13 рудное тело). Здесь они состоят из халцедона, гетита, гидрогетита, реже нонтронита, кальцита, малахита, хризоллы и др. Границы «железной шляпы» контролируются контурами скарново-рудных тел. Внутри халцедон-бурожелезняковой плотной массы встречаются реликты пироксена и кварца.

На восточном контакте Каттасайского интрузива в доломитах обнаружен выход зоны ожелезнения, образующийся при разложении форстеритовых скарнов. Встречаются также своеобразные зоны ожелезнения в карбонатных породах (Джин-Каттасайская полоса, Сыпки и др.), состоящие из доломита и гидрогетита. Они формировались под действием просачивающихся поверхностных вод через красноцветные, молассовые породы мелового возраста. Последние и связанные с ними зоны ожелезнения располагаются в виде островков на размытой поверхности пород палеозойского фундамента и индикаторами не служат.

VII. Геохимические эндогенные ореолы вольфрама и сопутствующих элементов изучены недостаточно. Это, во-первых, обусловлено низкой миграционной способностью вольфрама, что не создает ореол рассеивания вокруг скарново-рудных тел, во-вторых, отсутствием достоверной методики определения низкого содержания вольфрама в породах. Об этом свидетельствуют результаты исследования по выявлению эндогенного ореола рассеивания вольфрама на Ингичкинском месторождении (Носенко и др., 1980) методом геохимического профилирования. Ширина вольфрамового ореола составляет 10—15 м вокруг рудного тела, поэтому применение ореола рассеивания вольфрама для прогнозирования скрытого рудного тела на ранних стадиях поисково-оценочных работ малоэффективно. Тем не менее, ореолы таких элементов-индикаторов, как олово, цинк и медь, обнаруживающиеся во всех пробах, можно использовать в качестве геохимического поискового критерия. Индикаторные парные отношения W/Zn , W/W , $W/Zn+W$ и др. исследователи рекомендуют использовать для определения уровня эрозионного среза. К постоянно сопутствующим вольфраму элементам эндогенного ореола рассеивания относятся Sn, Zn, Pb, Bi, Ag, Mo, Be и Co.

VIII. Р. М. Талипов (1980) биогеохимическими исследованиями выявил высокое содержание вольфрама (0,1—0,3%) в золе полыни, растущей над скарново-вольфрамовыми рудными телами (в том числе и на прогнозируемом Джинском участке). Этот факт рекомендован в качестве индикатора при поиске скрытого вольфрамового оруденения.

Особый интерес представляет вывод Р. М. Талипова (1980) о том, что содержание вольфрама в золе полыни над апоизвестково-скарновым типом руд в пять и более раз превышает его количество в апомагнезиальноскарновом типе вольфрамовых руд, что соответствует более интенсивному оруденению в апоизвестково-скарновых породах. Кроме вольфрама в золе полыни отме-

чаются аномально повышенные содержания Sn (0,006—0,01%), Вi (0,003%), Zn (0,006—0,01%), Pb (0,01%) и Cu (0,0015%), которые могут служить индикаторами скрытого оруденения.

Прогнозирование перспективных участков скрытых рудных тел в Ингичкинском поле

Описанный комплекс оценочных критериев и индикаторов скрытого оруденения, выявленный на Ингичкинском поле с учетом опыта прогнозирования скрытого вольфрамового оруденения на других рудных полях Западного Узбекистана позволил нам оценить перспективны отдельные площадей, дать прогноз скрытых залежей и соответствующие рекомендации по проведению на отдельных площадях поисково-ревизионных работ.

1. Каттасай-Джинская площадь (рис. 67), а также площади, примыкающие к ней с юга (1,5—2 км от контакта Каттасайского интрузива), востока и юго-востока (1,0—1,5 км от контакта Джинского интрузива).

Результаты предварительных геологоразведочных работ, проведенных Джинской партией, показали, что здесь широко распространены скарны магнезиальной формации. Содержание WO_3 составляет 0,02—0,3%. Однако околоскарновые измененные гранитоидные породы, которые могут быть рудоносными, остались не опробованными.

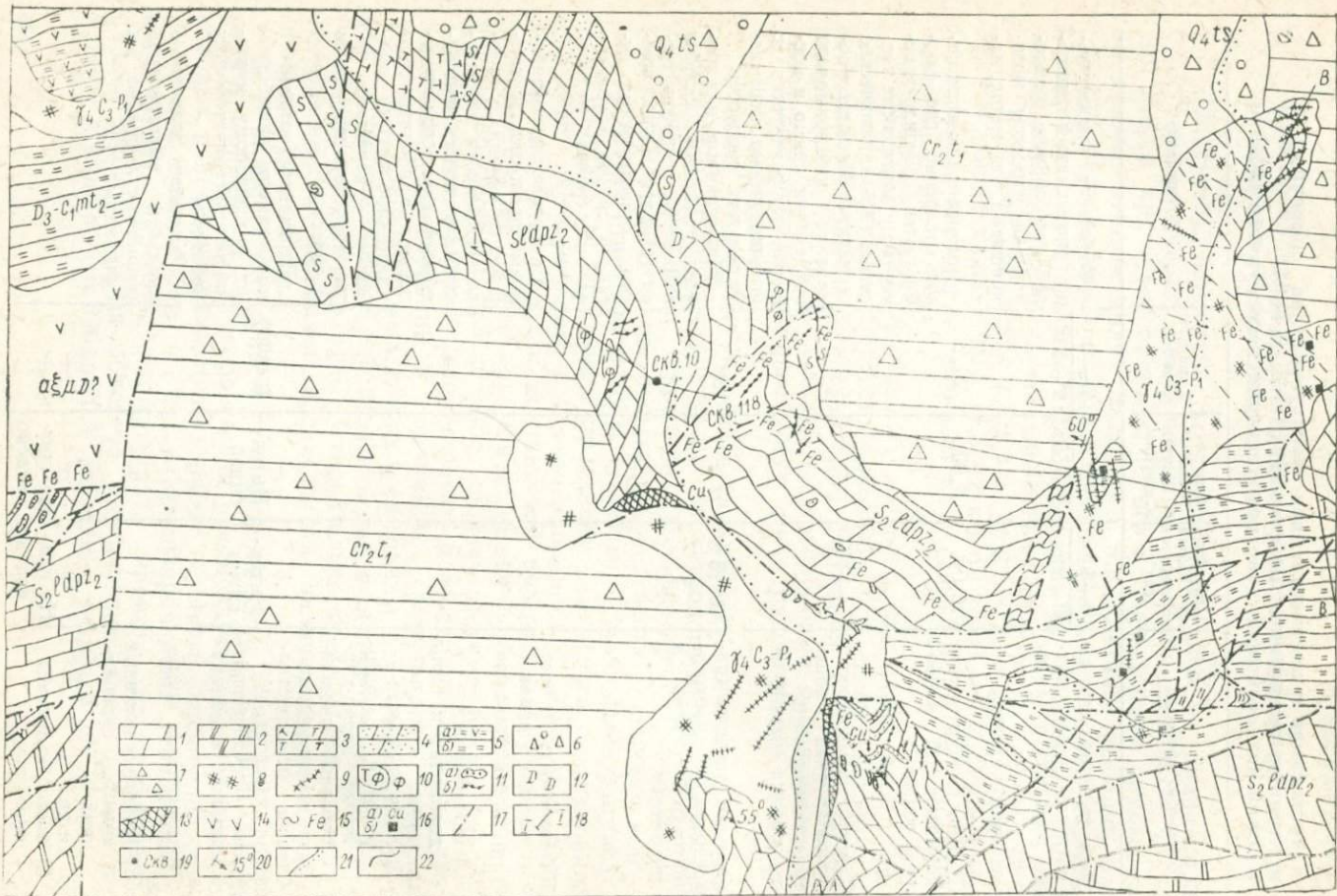
В целом отмеченная площадь характеризуется наличием благоприятных литолого-структурных и петролого-минералогических оценочных критериев скрытого вольфрамового оруденения (табл. 22). При этом мы попытались перевести оценочные критерии на количественную основу. Прогнозируемая Джин-Каттасайская площадь по отдельным признакам отличается от эталонных участков — Центрального и Северо-Западного. В частности, верхний предел угла падения контактовой поверхности гранитоидного интрузива на прогнозируемой площади более высокий, значение гетерогенности повышенное, степень метаморфизма слабая. Тем не менее, наличие многочисленных постмагматических прожилковых образований в доломите, гранитоидных породах (рис. 68), пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнах, дает нам основание оценить эту площадь как перспективную, особенно на апогранитовый тип руды. Относительно повышенное значение гетерогенности позволяет предполагать наличие межпластовых скарно-рудных тел.

2. В районе Чаггаллинского рудопроявления и Северного участка Ингичкинского месторождения рекомендуется проведение поисковых и поисково-разведочных работ на золото-серебряное оруденение в связи с тем, что в сульфидизированных (содержащих арсенопирит, пирротин, халькопирит, пирит), лампрофировых дайках вышеуказанных объектов установлено золото (от сл. до 9,0 г/т) и серебро (от 2,4 до 20,4 г/т), селен, теллур.

Таблица 22

Качественная и количественная характеристика оценочных критериев, выявленных на площади Центрального и Джин-Каттасайского участков Ингичкинского рудного поля

Оценочные критерии	Центральный Шахта «Капитальная»	Северо-Западный (Шахта «Северная»)	Джин-Каттасайский	Обоснование
Угол падения контакта интрузива с карбонатными породами и характер их слоистости по отношению к контакту	0—40° 0—50°	0—50° 3°—55°	0—70° 15°—6,0°	Возникает относительно интенсивный тепловой массообмен, усиливающий процессы метаморфизма и метасоматизма
Степень гетерогенности рудовмещающей карбонатной толщи	16,0%	0,00	20,2	Возникает межпластовое отслоение, где формируются флюидо-транзитные и контактные тепловые и динамические структуры. Масштаб проявления вольфрамового оруденения прямо и косвенно коррелируется с интенсивностью постмагматических процессов
Степень насыщенности эндоконтактной зоны постмагматическими проявлениями (от 10 м до 70 м)	1,29%	—	—	Пироксеновые и пироксен-гранатовые скарны являются петрофизически (тепловой) электрически, динамически активной средой в условиях эндогенного рудоотложения
Удельное значение (пироксеновых и пироксен-гранатовых) скарнов в рудных телах	93,18%	92,4	80,5	Скарновые и амфиболовые прожилки во вмещающих породах в ореоле термального метаморфизма являются индикаторами скрытого оруденения. Карбонатные и кварц-карбонатные прожилки — удаленные дериваты скарноворудного процесса
Интенсивность постмагматических проявлений в экзоконтактной зоне:				Перекристаллизованные мраморы способствуют интенсивному протеканию метасоматических процессов
а) скарнирование в доломитах и роговиках	+	+	+	«Железные шляпы» — продукты выветривания скарново-сульфидных и сульфидных руд
б) диоксид-форстеритовые, амфиболовые кварц-карбонатные прожилки с сульфидами	+	+	+	
Степень перекристаллизации известняков (крупно- и среднезернистые мраморы) и доломитов	+	+	+	
Геохимические критерии:	Интенсивно	Интенсивно	(слабо)	
а) наличие «железных шляп», содержащих W, Mo, Zn, Sn и др.	+	+	+	
б) биогеохимические опробован.	Не проведено	Не проведено	+	



Выделенные прогнозные площади проверяются разведочными работами Зарафшанской ГППЭ Министерства геологии УзССР. В заключение отметим, что геолого-разведочные работы, про-

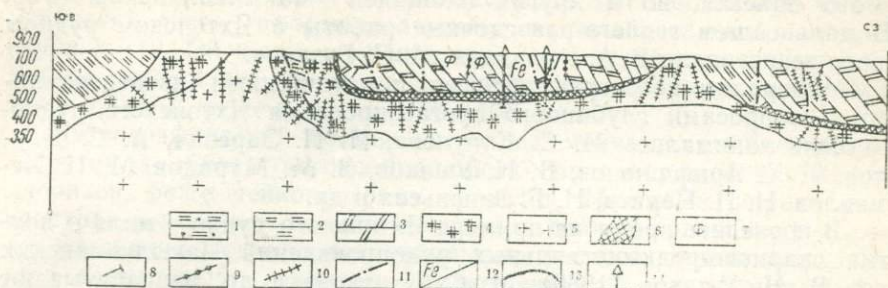


Рис. 68. Разрез по линии I—I через Каттасай-Джинскую полосу. Составили М. И. Исмаилов, М. Ю. Юсупов, 1979 г.

1 — биотитовые роговики, 2 — ороговитованные сланцы, 3 — тонкозернистые доломитовые мраморы, 4 — лейкократовые граниты, 5 — гранодиориты, 6 — магнетально-скарновые тела, 7 — флогопитовые прожилки, 8 — тремолитовые, 9 — форстеритовые, 10 — кварцевые, 11 — разрывные нарушения, 12 — ожелезнение, 13 — границы пород, 14 — скважины.

веденные на площадях, расположенных к востоку и юго-востоку от Ингичкинского месторождения по рекомендации Н. Д. Ушакова, Н. В. Лиценмайер, Е. Ф. Смирновой и И. Х. Хамрабаева (1958), подтвердили достоверность их прогнозов, вскрыв скарново-рудные тела на глубине 300—700 м.

Яхтонское поле

Краткая историческая справка. Месторождение Яхтон открыто в 1946 г. С. Н. Попенко, А. А. Колюком и Л. К. Тюриным, хотя еще в 1944 г. О. И. Сергунькова отмечала наличие шеелита в этом объекте.

Затем, в 1947—1948 гг. В. М. Бирюков, Л. К. Тюрин установили скарново-рудные тела, не имеющие промышленного значения.

Однако положительные оценки перспектив юго-западного участка месторождения Яхтон, высказанные в 1956—1957 гг.

Рис. 67. Схема литолого-структурных и минералого-петрографических индикаторов скрытого скарново-редкометалльного оруденения Каттасай-Джинской площади. Составили М. И. Исмаилов, А. А. Бабаджанов, М. Юсупов с использованием данных Н. Д. Ушакова, Е. Ф. Смирновой, Е. И. Барковской, З. С. Сорокина и др., 1979 г.

1 — доломиты, 2 — тонкозернистые доломитистые известняки, 3 — доломиты осветленные, 4 — доломиты темно-серые, 5 — роговики кварц-биотитовые (а) биотитовые (б), 6 — четвертичные отложения, 7 — глины, алевролиты и песчаники (г, д), 8 — лейкократовые граниты, 9 — кварцевые жилы и прожилки, 10 — термолит-флогопитовые прожилки, 11 — андезитодатовые жилы (а) и прожилки (б), 12 — диопсидовые жилы, 13 — скарны, 14 — андезитодатовые порфиры, 15 — ожелезнение, 16 — медная зелень (а), сульфиды железа (б), 17 — разрывные нарушения, 18 — линии разрезов, 19 — скважина, 20 — элементы залегания, 21 — русло реки, 22 — контуры пород.

А. М. Аваковым, в 1961 г. Н. К. Джамалетдиновым, И. М. Фейгиным, Р. В. Цой, послужили началом систематического изучения и планомерного ведения поисково-разведочных работ не только этого объекта, но и других площадей Чахылкалянских гор. В дальнейшем геолого-разведочные работы в Яхтонском рудном поле возглавляли Е. А. Румянцев, М. П. Гузанов.

Минералого-петрографическими тематическими исследованиями и вопросами глубинного прогнозирования Яхтонского рудного поля занимались М. С. Кучукова, И. П. Заревич, А. С. Даутов, Т. Х. Арифджанов, В. Н. Ушаков, З. М. Мурадов, М. И. Исмаилов, Н. Н. Перцев, Н. Г. Зиновьева и др.

В последнее время на примере Яхтонского рудного поля и других скарново-редкометалльных рудопроявлений Чахылкалянских гор В. Н. Ушаков (1980), М. С. Кучукова и др. разрабатывают тектонические, литолого-структурные, минералого-петрографические и другие критерии оценки вольфрамового и сопутствующего оруденений на глубину.

Литолого-структурная позиция Яхтонского рудного поля. Яхтонское рудное поле находится в Чахылкалянских горах (Западная часть Зарафшанского хребта) и размещено на контакте небольшого Сарыдукенского интрузива S_3-P_1 с осадочно-метаморфической и вулканогенной толщами палеозоя. В структурном отношении рудное поле приурочено к северному крылу Камангаранской антиклинали.

Антиклинальная структура сложена туфами, меньше лавами, лавобрекчиями липаритовых, дацитовых порфиров, андезитовыми порфиритами, туфопесчаниками, известковыми сланцами, доломитовыми известняками, доломитами нижнего силура (S_1), доломитовыми, известково-доломитовыми, известковыми мраморами, терригенно-кремнисто-карбонатными породами S_1-D_1 , S_1-D_{1-2} (черными доломитами нижнего и среднего силура S_{1-2} , известняками D_1 , плитчатыми кремнистыми известняками с желваками кремния D_{1-2}).

Простирание оси Камангаранской антиклинали (Л. К. Тюрин) близко к широтному с некоторым отклонением на юго-запад. Структура осложнена мелкими складками и разрывными нарушениями сбросо-сдвигового и взбросо-надвигового характера, межпластовыми и межформационными перемещениями. Вдоль ранних разломов локализованы апофизы гранодиоритов, аплитовые, кварцевые и другие жилы.

На Яхтонском рудном поле магматические породы, по данным М. С. Кучуковой и др. (1971), представлены породами трех разновозрастных комплексов: 1) дайками основного состава (среднекарбонный комплекс); 2) гранитоидами верхнего карбона — нижней перми и 3) дайками основного, среднего, кислого и щелочного состава предположительно пермского возраста.

На основании петролого-геохимических и минералогических критериев рудоносности (Хамрабаев, 1969; Кучукова и др., 1971,

Даутов, 1974) интрузивов установлено, что гранитоидный комплекс S_3-R_1 специализирован на редкометалльное — золотое оруденение. Остановимся на их краткой характеристике.

Породы гранитоидного комплекса слагают небольшой Сарыдукенский шток, сформировавшийся в гипабиссальной фации глубинности. Он имеет неправильную, асимметричную форму площадью около 1 км². Контактная поверхность интрузива чаще крутая — 60—70°, реже пологая — 30—40°.

Петрографический состав интрузива меняется от биотитовых гранитов до биотит-роговообманковых гранодиоритов, кварцевых диоритов, реже лейкократовых гранитов. Наиболее широко распространены биотит-роговообманковые гранодиориты (γ_2). Среди последних встречаются небольшие выходы и дайкообразные тела биотитовых гранитов, размещенные в эндоконтактных частях.

Лейкократовые граниты в виде оторочек содержатся в эндоконтактной зоне интрузива. Переход от лейкократовых гранитов к биотитовым гранитам постепенный, к гранодиоритам более резкий. Предполагается лейкократовый гранит метасоматического происхождения.

Под воздействием Сарыдукенского интрузива вулканогенно-осадочные породы палеозоя претерпели региональный и контактовый метаморфизм. При этом контрастность литологического состава пород осадочной толщи обусловила возникновение мраморов (доломитовых, известняковых), роговиков, скарноидов и скарнов различного минерального состава, в том числе, скарнов магнезиальной и известковой формаций.

Детальные исследования показывают, что рудоносные скарны возникают за счет всех пород палеозоя, однако скарново-рудные тела с промышленным содержанием вольфрама в Яхтонском рудном поле формируются в основном на контакте Сарыдукенского гранитоидного интрузива с терригенно-кремнисто-карбонатной (известняки, доломиты) толщей S_{1-2} и S_2 , S_1-D_1 . Различный литологический состав осадочно-метаморфической толщи, особенно карбонатных пород, предопределил формирование шеелитоносных скарнов известковой и магнезиальной формации, которые существенно различаются между собой по минералогическому составу (Шабынин, 1972, Заревич, 1966, Арифджанов, 1975, 1977).

Шеелитоносные скарны этих формаций образуют приконтактные, межпластовые, жильные и штокверковые рудные тела. Промышленно важными типами вольфрамовых руд для Яхтонского поля являются скарновые (апомагнезиально-скарновые, апоизвестково-скарновые подтипы), роговиковые, апогранитовые и жильно-кварцевые.

Главные факторы, контролирующие размещение оруденения в рудном поле. Формирование и размещение рудных тел Яхтонского рудного поля контролируются рядом факторов. Перечислим главные из них.

1. Контактная поверхность интрузива диорит-гранодиоритовой формации с осадочно-метаморфической толщей, особенно участки интрузивного массива с неровной контактовой поверхностью (мульдообразные изгибы, выступы), полого погружающейся (30—55°). При этом наиболее мощные рудные тела приурочены к участкам, где выступы или апофизы гранитоидов имеют несогласный (секущий) характер по отношению к слоистости вмещающих толщ (Северный, Восточный участок и др.).

2. Наличие литологически неоднородных (гетерогенных) осадочно-метаморфических толщ, какими являются переслаивающиеся вулканогенно-терригенно-карбонатная пачка нижнего силура и кремнисто-карбонатный горизонт низов пачки (D₁) продуктивных толщ, имеющих пестрый состав: вулканиты, сланцы, песчаники с прослоями относительно маломощных карбонатных пород, наличие кремнистых прослоев, где в карбонатах преобладает кальцитовый состав мраморов. При этом интенсивное скарнообразование наблюдается там, где происходила активная деформация карбонатных пород. Такие места совпадают с участками относительно пологого падения продуктивных горизонтов и особенно в местах пересечения их субмеридиональными трещинами и апофизами гранитоидных пород и даек постскарновых лампрофиров.

3. Наличие трещиноватости и тектонически ослабленных зон в интрузиве и породах кровли. В интрузиве они связаны с сокращением объема магматического расплава в процессе его застывания, а также последующих тектонических движений, во вмещающих породах возникновение трещин обусловлено деформацией пород постскладчатыми и постинтрузивными движениями.

Такие области экзоконтактов способствуют проникновению как магматического, так и постмагматических растворов, размещению в них жильно-магматических (гранодиорит-аплиты, диоритовые порфириды, лампрофиры и др.) и постмагматических образований (инфильтрационных скарнов, зон и жил метасоматитов различного парагенезиса) особенно в доломитовой и роговиковой среде.

4. Преобладающий пироксеновый (ферросалит-геденбергитовый) и пироксен-гранатовый состав известковых и апомагнезиальных известковых скарнов, их измененные разности со среднекристаллическим и неравномерно-зернистым сложением служили благоприятными факторами для отложения шеелита, молибденита и др.

Повышенное содержание WO₃ приурочено к интенсивно уралитизированным пироксеновым и пироксенсодержащим скарнам и в меньшей мере — к их окварцованным, сульфидизированным (главным образом пирротин и халькопирит) разностям.

На Яхтонском рудном поле выявлены широко распространенные прожилковые диопсидовые скарны магматического этапа замещения, которые также могут служить потенциально возмож-

ной средой для локализации шеелитового оруденения, главным образом в продуктах их изменения под действием растворов кислотной стадии выщелачивания.

Для магнезиальных скарнов ведущими структурно-морфологическими типами являются жильные, штокверковые (трубообразные), в меньшей мере другие. Для их формирования наряду с вышеуказанными факторами благоприятны и участки интенсивного дробления, трещиноватости, брекчирования, известковых доломитов, доломитов, которые контролируются разломами различных направлений и куполообразными выступами гранодиоритового интрузива.

Для выявления указанных факторов и индикаторов скрытого оруденения мы по всей площади рудного поля проводили профили через скарноворудные зоны и интрузивный массив. На площади этих профилей на наиболее важных участках осуществлялось минералого-петрографическое картирование, сопровождающееся по поверхности детальной документацией естественных обнажений и карьеров. Для выяснения поведения рудных тел и их минерального состава с глубиной использовались данные горных выработок и буровых скважин. Кроме того, учитывались результаты, полученные предыдущими исследователями.

Наиболее важные индикаторы скрытого оруденения. Важнейшие индикаторы скрытого оруденения Яхтонского рудного поля следующие.

1. Степень метаморфизма вмещающих вулканогенно-терригенно-карбонатных (S_1) и карбонатных (S_1-D_{1-2}) отложений, их перекристаллизация и осветление (особенно карбонатных пород). Ореолы метаморфизма совпадают с границами рудного поля, и в общих чертах повторяют морфологию кровли интрузива. Ширина этого участка максимальная (200—300 м) над пологими контактами интрузива и минимальная (десятки метров) на участках с крутыми и обратными углами падения (Ушаков, 1980).

В зависимости от литологического состава вмещающих пород (сланцы, вулканогенные породы, известняки, доломиты и др.) степень метаморфизма вмещающих пород и соответственно их индикаторные значения различны. В результате термального метаморфизма липариты, дациты и их туфы, сланцы, песчаники различного состава перекристаллизованы и осветлены. В их составе преобладает биотит-кварц-полевошпатовая ассоциация. В последующем под действием постмагматических растворов они превращены в кварц-серицит-хлоритовые, кварц-мусковит-альбит-хлоритовые и другие метасоматиты (с турмалином и другими минералами), иногда во вторичные кварциты. Вулканические образования более основного состава превращены в пропициты средне-температурного (альбит-эпидот-хлорит-серицит-кварцевого) минерального парагенезиса.

Вблизи «сухого» контакта (110—50 м) интрузива вулканогенные и терригенные породы преобразованы в контактовые ро-

вики. По составу контактовые роговики, — пироксен-полевошпатовые, амфибол-полевошпатовые, слюдисто-амфиболовые узловатые сланцы, а породы, содержащие прослой доломитов, доломитовых известняков и известковых сланцев — известково-силикатовые роговики пятнистой, пятнисто-полосчатой и полосчатой структуры.

В раннещелочной стадии постмагматического этапа в благоприятных тектонических условиях появляются межпластовые и секущие скарново-рудные тела (под углом 40—60°) и скарноидные залежи различной формационной принадлежности (в зависимости от литологического состава карбонатных пород).

Доломиты под действием термального метаморфизма на удалении (более 300 м) от интрузива остаются почти не перекристаллизованными и в структурном отношении неизменны. Более интенсивная перекристаллизация и слабое укрупнение зернистости и осветление наблюдается с приближением к эндоконтакту (200—300 м). В этом интервале под воздействием интрузива и других тектонических воздействий они подвергаются трещиноватости, причем степень их раздробленности увеличивается с приближением к массиву, его апофизам и тектоническим зонам. В удалении от интрузива (200—300 м) эти трещины и ослабленные зоны выполнены белым мелкозернистым кальцитом, связанным с процессом дедоломитизации. В линзах глинистых доломитов с желваками кремния проявлена тремолитизация (150—350 м).

Вблизи интрузива (150—200 м) доломиты сохраняют относительно тонкозернистую структуру, но в них увеличивается осветление, появляются просечки более крупнозернистого (до 1—2 мм) кальцита. В результате порода становится неравномернозернистой. Эти изменения связаны, вероятно, не только со степенью термального метаморфизма, но и с последующей перекристаллизацией под воздействием постмагматических процессов. Об этом свидетельствует появление по трещинам и в участках мергелистых доломитов, жил, штокверков и прожилковых зон тремолитизированных, серпентинизированных и окварцованных магнезиальных скарнов (Восточный, Западный, Юго-Западный, Яхташский и другие участки). Эти зоны иногда переходят в контактовые (шт. 6 и др.) и межпластовые (Северный участок) залежи; об этом же говорит наличие рудной минерализации и повышенный фон рудных элементов в упомянутых метасоматитах. В. Н. Ушаков (1980) степень продуктивности этой пачки определяет в 10% на основании вычисления продуктивного контакта Яхтонского интрузива с каждой из пачек в ближайшей области экзоконтакта.

2. Известковые доломиты. В зоне термального метаморфизма и последующего воздействия постмагматических растворов прослой с преобладающим магнезиальным составом ведут себя аналогично описанным породам. Прослой с преобладающим каль-

цитовым составом подобны известнякам. С этой пачкой связано более 1/3 скарново-рудных залежей рудного поля.

Известняки в интервале контактового ореола подвергаются пластичной деформации, осветлению и перекристаллизации с укрупнением зерен кальцита. Степень перекристаллизации и осветления зависит от удаленности материнского интрузива, его апофиз, куполообразных выступов и элементов залегания контактовой поверхности, а также наличия тектонических зон. С приближением к эндоконтакту степень перекристаллизации увеличивается. Порода осветляется, становится серой, а вблизи интрузива и его апофиз — почти белой, увеличивается зернистость (проявляются средне- и крупнокристаллические мраморы). При этом при крутых контактах интрузива появляется осветленная маломощная оторочка (2—3 см), порода мелко-редко-среднезернистая (Южный участок Яхтона), в пологих — зона осветления более широкая, структура пород от средне- до крупнозернистой (Восточный, Западный и другие участки).

Особо частые изменения мраморов устанавливаются вблизи контактовых и межпластовых скарново-рудных тел. Они, как правило, окаймлены белым крупно-, иногда гигантокристаллическим мрамором. Мощност осветленной оторочки зависит от размеров скарноворудных образований и, особенно, от интенсивности гистерогенных изменений скарновых минералов в кислотную стадию. В этих участках наблюдаются не только оторочки, сложенные крупнокристаллическим мрамором, вся карбонатная порода неравномерно перекристаллизована, среди среднезернистых серых мраморов появляются пятна, прослои, линзы крупно- и гигантокристаллических выделений (Восточный, Кызыл-Алма и другие участки), что придает породе пятнистую, пятнисто-полосчатую текстуру.

Закономерное развитие подобных крупно-гигантокристаллических мраморов вблизи скарноворудных тел, в тектонически ослабленных зонах, особенно в участках, где скарновые минералы претерпели гистерогенные изменения кислотной стадии, подтверждает отмеченное ранее положение (гл. IV) о том, что образование этих пород обусловлено неоднократной перекристаллизацией под воздействием постмагматических растворов (одновременно с процессами скарнообразования и изменений кислотной стадии). С этими породами связано около трети всех известково-скарноворудных залежей различного морфологического типа.

3. Насыщенность эндоконтактовых зон постмагматическими образованиями. Яхтонский интрузив интенсивно трещиноват, пересечен многочисленными жильно-магматическими и постмагматическими образованиями, неравномерно распределенных по площади. Образует сгущения вблизи контактовых скарноворудных тел. Наибольший интерес для выявления рудных залежей представляют постмагматические образования. Среди них устанавливаются амфибол-полевошпатовые (пироксен, скаполит, эпидот,

цоизит, кальцит, серицит, хлорит и кварц), кварц-полевошпатовые, кварц-полевошпат-серицитовые (мусковит, хлорит и др.), реже, кварцевые и другие метасоматиты. В них нередко присутствуют шеелитовая, сульфидная (пирит, халькопирит, реже молибденит, арсенопирит и др.), висмутовая и золотая минерализации.

В обнажениях юго-западной эндоконтактной зоны на протяжении 25 м (площадь около 100 м²) присутствуют 80 жильных тел. Из них 12 аплитов, 58 кварц-полевошпат-слюдистых и 10 кварцевых метасоматических жил и прожилков. Мощность этих тел от 1—2 мм до 1—2 см, некоторых кварцевых жил — 10 см, степень (коэффициент) насыщенности составляет 54 см на 10 м.

В зависимости от формационной принадлежности скарнов парагенезис метасоматитов меняется. На контакте с апомагнезиальными известковыми скарнами околоскарновые породы обогащены амфиболом, ортоклазом, эпидотом, пренитом, скаполитом. От них отходят жилы подобного же состава. В стадию кислотного выщелачивания за счет отмеченных метасоматитов возникают кварц-кальцит-хлоритовые (амфибол, альбит, серицит, цоизит) парагенетические ассоциации с шеелитом. Амфибол-ортоклаз-пренитовые прожилки удалены от эндоконтакта на первые метры, затем они переходят в кварц-полевошпатовые (мусковит, серицит и хлорит).

Вблизи известково-скарновых формаций околоскарновые породы в результате гистерогенных процессов стадии кислотного выщелачивания превращены в амфибол-альбитовые (\pm серицит, кальцит, цоизит, хлорит и кварц) метасоматиты. Эти же метасоматиты образуют как минерализованные тела апогранитов околоскарнов, так и прожилки по трещинкам. В их размещении наблюдается следующая температурная зональность: в эндоконтакте преобладают амфибол (роговая обманка, актинолит), альбит, цоизит (серицит, кальцит, хлорит), с удалением (50—150 м) амфибол полностью исчезает, уступая кварц-полевошпатовой (хлорит, кальцит) и кварц-полевошпат-слюдистой (мусковит, биотит и кальцит) минеральным ассоциациям.

Околоскарновые метасоматиты (апограниты) обогащены постмагматическим апатитом, сфеном, ортитом и др., а также рудными минералами. Содержание шеелита в апогранитах иногда достигает нескольких процентов (М. С. Кучукова).

Таким образом, на примере Яхтонского поля видно, что интенсивность развития постмагматических образований, их зональное размещение в зоне эндоконтакта и парагенезис выступают как важные индикаторы скрытых скарново-рудных тел на той или иной глубине.

4. Прожилки постмагматических минеральных ассоциаций во вмещающих породах. Рудные участки Яхтонского рудного поля характеризуются широким развитием жил магнезиальных, апомагнезиально-известковых, известковых скарнов и позднескарновых жил стадии кислотного выщелачивания. Из них наибольший

интерес как прямой индикатор скрытого оруденения представляют жилы известковых скарнов различной формационной принадлежности, хотя сами они не имеют промышленного значения (Ушаков, 1980). Развиваются преимущественно в известковистых доломитах, известково-силикатовых роговиках, в меньшей мере в известняках. Мощность их от нескольких долей до первых десятков сантиметров. Среди них выделяются пироксеновые, пироксен-гранатовые, волластонит-пироксен-гранатовые минеральные разновидности. Причем в доломитах и известково-силикатовых роговиках они удалены от интрузива от первых десятков метров до 200 (Северный, Северо-Восточный и др. участки), в известняках — на 50 м (Восточный участок). По степени удаленности в распределении минералов устанавливается следующая зональность (от скарноворудных во вмещающих породах): гранат + пироксен → → волластонит + пироксен + гранат → волластонит + пироксен → → пироксен.

Жилы магнезиальных скарнов широко развиты в доломитах и известковистых доломитах. Мощность их от нескольких миллиметров до 10 см и более. По парагенезису диопсидовые, диопсид-форстеритовые и диопсид-форстерит-шпинелевые. В этой же последовательности они образуют зональность по отношению к интрузиву. Удалены диопсидовые разности от интрузива на 150—200 м, с форстеритом на 50—100 м, со шпинелью — на первые десятки метров. Интерес эти жилы представляют в случае интенсивной их переработки растворами стадии кислотного выщелачивания (тремолитизация, флогопитизация, окварцевание).

Жилы продуктов стадии кислотного выщелачивания — кварц-пироксен-(геденбергит II)-шеелитовые (\pm пирротин, арсенопирит, халькопирит) секут контактовые скарновые залежи и уходят во вмещающие породы на 50 (в известковых) и 100 (в апомагнезиально-известковых) метров, далее по простиранию переходят в кварц-шеелитовые (\pm кальцит).

Плотность их в благоприятных тектонических условиях достигает 10—20 на 10 пог. м.

Амфиболовые (актинолит, тремолит и роговая обманка) и амфиболсодержащие прожилки часто с промышленным содержанием трехокси вольфрама меняют парагенезис в зависимости от формационной принадлежности скарнов и литологического состава вмещающих пород. Эти прожилки с шеелитом по составу близко напоминают аналогичные образования в полосе Тым — Кальта в южном экзоконтакте Зирабулакского интрузива. В экзоконтактах известковых скарнов они преимущественно амфибол-шеелитовые (\pm кварц), в апомагнезиально-известковых появляется везувиан. В известково-силикатовых роговиках имеют амфибол-кварц-альбитовый (\pm мусковит) состав, в известковых — амфибол-кварц-кальцитовый, в магнезиальных скарнах и доломитах — амфиболовый (\pm флогопит, серпентин).

В известковой среде — амфибол-актинолит, роговая обманка, а в магнезиальной среде — тремолит, где прожилки секут скарново-рудные зоны, или уходят от них во вмещающие породы на расстоянии от контакта до 200 м.

Кварц-кальцит-хлорит-сульфидные (пирротин, арсенопирит, пирит, халькопирит, реже молибденит, сфалерит и галенит), кварц-сульфидные, часто с висмутовой, золотой минерализацией (иногда с теллуридами висмута, золота и др.) и более поздние кальцит-сульфидные (пирротин, халькопирит, пирит и реже др.) прожилки по простираанию переходят соответственно в кварцевые и кальцитовые. Мощность их от миллиметров до нескольких (редко 10) сантиметров. Развиваются в роговиках, мраморах, иногда в других породах. Уходят от интрузива от первых десятков метров до 200 и более. В зависимости от расстояния до интрузива в распределении сульфидов отмечается следующая зональность: молибденит → арсенопирит (+ висмутин), пирротин-халькопирит-пирит, причем первые три отстоят от первых метров до 40—50; вторые — на 150—170, а последние — на 200 м и более (Ушаков, 1979; Кучукова, 1971 и др.).

5. Геохимические ореолы также, как ранее описанные, являются одним из важных индикаторов. Закономерность их распределения в интрузивном массиве, в скарново-рудных зонах, вмещающих породах над рудными телами мы изучали путем геохимического опробования пород по многочисленным профилям, пересекающим рудные тела и другие метасоматически измененные зоны. Кроме того, для выявления характера распространения на глубину геохимическое опробование проводилось по горным выработкам, керну буровых скважин. Собранный материал анализировался химическим, полуколичественным, количественным спектральным и другими методами на вольфрам и сопутствующие ему элементы. Результаты наносились на геологические планы и разрезы. При этом принимались во внимание данные И. М. Фейгина, Е. А. Румянцева, М. П. Гузанова и В. Н. Ушакова (1980) по изучению геохимических ореолов.

Распределение эндогенных рудных элементов показало, что в породах диорит-гранодиоритовой формации повышенное содержание (против кларковых значений) Mo, W, Au, As, Sn, при этом в гранодиоритах $W - 1 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3}$, Mo — $3 - 3,7 \cdot 10^{-3}$, Sn — $2,7 - 3,10^{-3}$, в биотитовых гранитах только Sn — $2,9 \cdot 10^{-4}$. Повышенные их концентрации тяготеют также к эндо- и экзоконтактным зонам, участкам проявления постмагматических минерализаций в интрузиве и вмещающих продуктивных толщ, к надвиговому швам и другим тектонически ослабленным зонам. Причем, в эндо- и экзоконтактных зонах, постмагматически измененных участках и особенно на площадях развития скарново-рудных тел в повышенных концентрациях устанавливаются Mn, W, Au, Bi, As, Cu, Mo, в меньшей мере — Sn, Zn, Pb, Co, Ni.

Вертикальная зональность распределения этих элементов в

составе скарново-рудных тел совпадает с распределением рудных минералов в залежи. При этом устанавливается положительная корреляция вольфрама с Mo, Cu, в меньшей мере — с Bi, Au, As, Sn.

Во вмещающих породах над рудными телами постоянно фиксируются Mn, Ti, Cu, W, Sn, Pb, Ag, Ni, Co, As, Mo. Анализ особенностей их распределения позволил оценить (Ушаков, 1980) индикаторную роль первых семи. Вертикальный размах геохимических ореолов над рудными телами 200 м. Распределение этих элементов в пространстве показывает, что по мере приближения к рудным телам возрастает содержание Mn, Cu, W, Mo, Bi, As, Sn, а с удалением от них — Ag и Pb, при этом устанавливается ряд зональности (от интрузива): Mo, Bi, As, W, Cu, Pb, Au. Постоянными спутниками являются Mn и Ti.

Перспективные площади Яхтонского рудного поля на скарново-редкометалльное оруденение

Учитывая опыт крупномасштабного прогнозирования скрытого оруденения на Койташском рудном поле, результаты подобных исследований в пределах Чахылкалянского рудного района (Ушаков, 1980), а также на основании совокупности структурно-литологических, петрографических, минералого-геохимических и других факторов, закономерностей размещения продуктов метаморфизма, постмагматических изменений и прожилковых минералов, степени их проявления и т. п. проведена оценка потенциальной рудоносности известных участков Яхтонского рудного поля и выявлены первоочередные перспективные площади под поисково-разведочные и разведочные работы.

Северная площадь (ее глубокие горизонты) расположена севернее одноименного участка. На глубине 400—500 м предполагается наличие донных приконтактных залежей вольфрамовых руд, а выше (300—400 м меньше) — межпластовых. О нахождении скарново-рудных залежей на глубине свидетельствуют следующие оценочные критерии:

1) наличие переслаивающейся вулканогенно-терригенно-карбонатной (гетерогенной) толщи, где линзы, прослои карбонатных пород среди алюмосиликатных пород протягиваются по прогибанию и падению на значительные расстояния;

2) пологое погружение Яхтонского интрузива в северном направлении; судя по степени метаморфизма вмещающей продуктивной толщи (локальный метаморфизм, перекристаллизация, дедолмитизация карбонатных, ороговикование алюмосиликатных пород), наличию постмагматически измененных зон (слабое скарнирование, развитие кварц-полевошпат-серицит-хлоритовых, других метасоматитов и кварцевых жил с убогой сульфидной минерализацией) с повышенной концентрацией элементов-индикаторов (Mo, Sn, Cu и др.) контактовая поверхность интрузива неровная (с выступами) и залегает относительно полого.

Участок Кызыл-Алма и его продолжение в восточном и юго-восточном направлении имеет сложное блоковое строение, осложненное продольными, поперечными разломами и другими взбросо-надвиговыми перемещениями, межпластовыми передвижками, что затрудняет обнаружение рудных залежей. Вместе с тем устанавливаются благоприятные предпосылки, позволяющие обосновать перспективы этого участка на глубине 200—400 м:

1) наличие переслаивающейся терригенно-карбонатной и карбонатной (доломитовые известняки, известняки) пачки с относительно пологим залеганием ($45-50^\circ$);

2) интенсивный метаморфизм продуктивной пачки, широко развиты осветленные зоны, неравномернозернистые (мелко-средне-крупнозернистое строение карбонатных пород, их полосчатая, пятнисто-полосчатая и пятнистая текстура), ороговикование и локальная метасоматическая переработка (окварцевание, сульфидизация и др.) алюмосиликатных отложений;

3) широкое развитие метасоматически измененных зон (скарнирование роговиков, жилы, линзы апомагнезиально-известковых, известковых скарнов иногда штокверкового строения, кальцитизация, окварцевание, наличие кварц-сульфидных и других прожилков в скарнах и во вмещающих породах);

4) преимущественное распространение пироксеновых (салит, геденбергит), гранатовых (гроссуляр), реже других разновидностей скарнов. Наложение на них рудной минерализации, представленной вкрапленностью шеелита, пирротина, халькопирита, реже молибденита, пирита, арсенопирита, золота, минералов висмута и др.;

5) повышенное содержание во вмещающих породах Mn, W, Cu, Pb, а в метасоматически измененных зонах также As, Au, Mo, Ag, Bi, Sn.

Один из дополнительных, косвенных критериев — развитие многочисленных даек основного состава, местами слабо скарнированных и минерализованных, что свидетельствует о глубоко заложённых подводящих каналах для скарнообразующих растворов.

Участок Яхташ, его западное и северо-западное продолжение.

Обоснование перспектив на глубину этой площади следующее:

1) развитие переслаивающихся терригенно-карбонатных и карбонатных (доломитов, доломитовых известняков) отложений, смятых в мелкую складчатость и куполообразные поднятия, осложненные разрывными нарушениями и мелкой трещиноватостью, относительно пологое ($30-50^\circ$) залегание продуктивных толщ;

2) интенсивный процесс перекристаллизации и осветление карбонатных пород, их пятнисто-полосчатая текстура, крупно-среднезернистое строение, осветление, ороговикование и метасоматическая переработка алюмосиликатных пород;

3) широко развиты трещинные (штокверковые), реже меж-

пластовые магнезиальные (преимущественно диопсидовые) и апомагнезиальные известковые (салитовые, геденбергитовые и реже др.) скарны, интенсивное их гистерогенное изменение (тремолитизация, уралитизация, серпентинизация, пренитизация, окварцевание). Метасоматиты несут шеелитовую, местами сульфидную (халькопирит, пирротин, пирит и др.), реже золотую и висмутую минерализацию.

Кроме вышеприведенных участков мы рекомендуем доразведать глубины и фланги Восточного и Западного участков.

Каратюбинское поле

Краткая историческая справка. Месторождение Каратюбе открыто в 1939 г. И. А. Айзенштамом и Л. С. Свидской. Впоследствии разведывалось Е. В. Тихомировым, Б. В. Мамонтовым и др. Тематические, петрологические, минералогические и другие исследования проводили И. Х. Хамрабаев, М. С. Кучукова, позднее — Н. Д. Ушаков, Е. Ф. Смирнова, В. Н. Пузиков, В. А. Лян, С. М. Халиков, Г. Д. Шмулевич и др.

Несмотря на длительную историю изучения описываемого рудного поля, перспективы его раскрыты далеко не полно. В связи с этим в 1971 г. на площади были возобновлены поисково-разведочные работы (П. Ф. Егоров, В. Н. Шадрин, Г. Д. Шмулевич и др.) и тематические исследования (В. Д. Отрощенко, Л. М. Крикунова и др., М. С. Кучукова, З. М. Мурадов, Л. Н. Еникеева и др.). Сотрудниками института геологии и геофизики АН УзССР в 1971—1975 гг. проведены специальные работы по выявлению литолого-структурных, минералого-петрографических и геохимических факторов формирования и размещения скарноворудных тел.

В результате детальных исследований в Каратюбинском рудном поле установлен новый скарново-скарноидный тип вольфрамонасных метасоматитов (Кучукова, Еникеева, Мурадов, 1977).

По геологическим условиям размещения скарново-скарноидных рудных тел, степени распространения отдельных минеральных типов четко различаются собственно Каратюбинская и Сарыкуль-Аксайская площади. На Каратюбинской площади широко развиты известковые, апомагнезиальные известковые и в меньшей степени магнезиальные скарны и скарноиды, на Сарыкуль-Аксайской преимущественно распространены магнезиальные скарны.

Литолого-структурная позиция рудного поля. Каратюбинское рудное поле расположено в северо-западной части одноименных гор, в пределах Зарафшано-Алайской структурно-формационной зоны.

В структурном отношении поле приурочено к северному крылу Каратюбинского антиклинория. Оно сложено вулканогенно-терригенными и вулканогенно-карбонатно-терригенными толщами сарыкульской свиты (O_3-S_1), нерасчлененных карбонатных толщ хазратдаутской (S_2-D_1), и бешбармакской (S_2-D_1) свит.

Антиклинальная структура осложнена более мелкими складками и разрывами, в том числе взбросами. Этими разрывными нарушениями палеозойские отложения разбиты на блоки, ориентированные в субмеридиональном направлении. Поверхности всех взбросов падают в южных румбах под крутыми ($65-85^\circ$), но примерно равными углами (М. С. Кучукова и др., Мурадов и др., 1978).

Вышеуказанные осадочные породы палеозоя прорываются Каратюбинским гранитоидным плутоном (C_3-P_1) гипабиссальной фации глубинности. Становление интрузивов происходило на глубине до 3,5 км. Плутон и его сателлиты (Гурмакский, Аксайский, Сарыкульский, Лолабулакский и Аткамарский) залегают в ядре одноименного антиклинория и грубо согласны с ее простиранием. В их составе участвуют диориты и габбро-диориты, порфиоровидные гранодиориты, мусковитизированные биотитовые и лейкократовые граниты.

Гранитоиды данного района характеризуются относительно меньшей контаминированностью и более сильной размытостью. Рудопроявления размещены вокруг Каратюбинского плутона, его апофиз и сателлитов.

В размещении скарново-рудных тел в отличие от других вольфрамовых месторождений Южного Тянь-Шаня решающую роль играли межпластовые трещины, слоистость и сланцеватость пород.

Крупные рудные залежи размещены главным образом в экзоконтактовой части, в удалении от интрузивных массивов биотитовых и двуслюдяных гранитов (по поверхности) на 200—300 м, приурочиваясь к структурам межпластового отслоения в благоприятных структурно-тектонических условиях (М. С. Кучукова, З. М. Мурадов, Л. Н. Еникеева; Мурадов, Кучукова, Еникеева, 1978; Отрощенко и др., 1977; Сушинский, Отрощенко, 1977 и др.), а именно, участки развития: перегибов и мелкой складчатости, разрывных нарушений (преимущественно субширотных), интенсивного дробления, возникших в результате перемещения блоков по взбросо-надвигам, секущих (северо-восточных, северо-западных) трещин.

Межпластовые залежи характеризуются наибольшей протяженностью и мощностью. На участках, где они приурочены к сближенным прослоям карбонатных отложений, образуются единые скарновые зоны.

Реже встречаются скарны, развитые по трещинам в карбонатных породах и приконтактовые залежи. Первые образуют линзы небольших размеров, жилы, в отдельных интервалах штокверки. Мощность их от единиц до несколько десятков сантиметров, простирание 1—1,5 м, редко более.

Главные факторы, контролирующие размещение оруденения. Локализация скарново-рудных тел скарново-скарноидного типа в Каратюбинском рудном поле контролируется следующими основными факторами.

1. Углы падения продуктивного горизонта. Наиболее мощные рудные тела размещены во вмещающей осадочно-метаморфической толще, с более пологим залеганием ($30-55^\circ$) и осложненные дополнительными тектоническими деформациями. Высокая продуктивность пологопадающих тектонических контактов карбонатов со сланцами, обусловлена, вероятно, тем, что в предскарново-рудном тектоническом процессе происходило интенсивное трещинообразование и дробление пластов пород, тогда как при крутых углах падения тектонические деформации разрежались проскальзыванием по контакту пород со слабым трещинообразованием;

2. Наиболее благоприятные участки характеризуются наличием многочисленных апофиз интрузива среди осадочно-метаморфических пород. Это указывает на волнистое строение поверхности интрузива, а также относительно пологое погружение ($\approx 40-55^\circ$).

3. Наличие трещиноватости и тектонически ослабленных зон в интрузиве и породах кровли. В Каратюбинском и Сарыкульском интрузивах широко распространены (особенно во втором) жильно-магматические и постмагматические образования (Хамрабаев, 1952; Кучукова, 1957; Кучукова, Мурадов, Кошелева, 1974). Интенсивные изменения гранитоидных пород наблюдаются здесь вдоль повышенной трещиноватости, ориентированной в основном в северо-восточном и северо-западном направлениях.

Зоны повышенной трещиноватости обычно приурочены к периферическим частям массива и образуют полосы от нескольких метров до $300-400$, по простиранию $500-700$ (юго-западная и северо-западная оконечности, соответственно, Сарыкульского и Каратюбинского массивов). В них локализуются жильно-магматические и постмагматические образования, нередко содержащие рудную минерализацию. Обнаружение гидротермально измененных участков пород, рудных минералов и элементов-примесей в них дает основание предполагать, что трещины в гранитоидах северо-восточного и северо-западного направлений служили проводниками скарново-рудообразующих растворов и поэтому могут быть поисковыми признаками на скарново-редкометалльное оруденение, не обнажающееся на дневной поверхности.

4. Резко выраженная литологическая неоднородность вмещающей толщи, переслаивающиеся вулканогенные, терригенные и карбонатные породы рудного поля обусловили формирование генетически своеобразного Каратюбинского месторождения скарново-скарноидного типа. Вулканогенно-терригенные породы превращены в амфибол-полевошпатовые, биотит-полевошпатовые роговики, переслаивающиеся с карбонатными образованиями.

Последние представлены кальцитовыми, реже кальцит-доломитовыми мраморами, мраморизованными известняками (реликты) и доломитами или их переслаиванием с известково-силикатовыми роговиками. Основное практическое значение имеет анизотропная пачка, характеризующаяся пестрым составом. Скарно-

во-рудные тела приурочены к прослоям кальцитовых и доломитовых мраморов в силикатных породах, а скарноидно-рудные тела — к известково-силикатовым роговикам (Кучукова, Еникеева, Мурадов, 1977).

Кварциты широко распространены на месторождении Каратюбе и гораздо меньше в Сарыкуль-Аксайской зоне. Как правило, они слагают промежуточную зону между биотит-амфибол-полевошпатовыми породами и скарнами. Состоят из кварца (85—95%) и минералов, присущих роговикам и сланцам (от 5 до 15%). Эти кварциты метасоматического происхождения и тесно связаны с процессами скарнообразования.

Преобладают в карбонатных породах Сарыкуль-Аксайской скарново-рудной зоны доломиты. В меньшем количестве присутствуют кальцитовые и доломит-кальцитовые мраморы. На месторождении Каратюбе распространены известняки, доломитовые известняки (Западный, Центральный и Юго-Восточный участки), доломиты (Юго-Западный участок), а также широко проявлены кальцитовые мраморы. Между известковыми и магнезиальными разностями карбонатных пород нередко наблюдаются переходы. При этом в нижней части разреза кремнисто-амфиболит-карбонат-сланцевой толщи преобладают доломитовые, а в верхней — известковые разности карбонатных пород. Кроме вышеотмеченных пород на площади Каратюбинского месторождения и меньше на Сарыкуль-Аксайской, распространены известково-силикатные роговики, которые подвергаются скарнированию.

5. Контактный метаморфизм карбонатных (известняков, доломитистых известняков, доломитов) и вулканогенно-терригенных (алюмосиликатных) отложений Каратюбинского рудного поля, особенно перекристаллизация их в процессах регионального и термального метаморфизма (крупно- и среднекристаллические кальцитовые мраморы, известково-силикатные роговики и др.) подготавливают почву для интенсивного развития постмагматического метасоматоза.

6. Широко развиты известковые и апомagneзиальные известковые скарны, по составу отвечающие гранатовым, везувиановым, везувиан-гранатовым, гранат-везувиан-пироксеновым и др.; гранат преимущественно гроссуляр-андраитового и пироксен-диопсид-геденбергитового ряда (Кучукова, 1952; Кучукова, 1971; Еникеева, Кучукова, Мурадов, 1975; Еникеева, 1976, 1978, 1979 и др.). Шеелитовая минерализация устанавливается во всех разновидностях скарнов, но промышленные концентрации приурочены к гранатовым и гранат-везувиановым скарнам, особенно подвергнувшимся гистерогенным изменениям (окварцевание, карбонатизация, альбитизация и др.).

7. Широко развиты магнезиальные скарны преимущественно диопсидового состава, претерпевшие интенсивное изменение стадии кислотного выщелачивания (перекристаллизация диопсида с образованием крупнокристаллических и сильно тремолитизирован-

ных разностей). Развитие в эндоконтактных зонах процессов окварцевания, альбитизации, пренитизации, амфиболитизации и других изменений с образованием метасоматитов различного парагенезиса. Промышленные концентрации WO_3 развиваются в зонах амфиболитизации, альбитизации и окварцевания.

Наиболее важные индикаторы скрытого оруденения. В Каратюбинском рудном поле выделяются следующие наиболее надежные индикаторы скрытого оруденения.

1. Степень метаморфизма (перекристаллизации) карбонатных пород (известняков, доломитистых известняков, доломитов). Особенно зоны развития крупнокристаллических белых и светлых рассыпчатых мраморов (Исмаилов и др., 1972; Хамрабаев и др.; Бабджанов, 1965; гл. IV); декрепитационные и термоллюминесцентные особенности кальцитов в мраморах данного поля не изучались.

Ореолы изменения в мраморизованных известняках, связанные с постмагматическими процессами, наблюдаются в радиусе 300 и более метров от скарново-рудных тел и зон, причем с удалением степень осветления и перекристаллизации уменьшается.

Мощность осветленных зон в мраморизованных известняках колеблется от 2—3 мм (в удалении от интрузива) до 5—10 см и нередко более (вблизи), размер отдельных гнезд и пятен соответственно от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров.

Осветленные, полосчатые, пятнистые, пятнисто-полосчатые мраморы широко распространены как на месторождении Каратюбе, так и в Сарыкуль-Аксайской зоне.

2. Степень метаморфизма алюмосиликатных пород. Каратюбинское рудное поле характеризуется относительно низкотемпературной (зеленосланцевой) фацией метаморфизма (мусковит-хлоритовая, биотит-хлоритовая, биотит-амфиболовая субфации). В размещении продуктов метаморфизма наблюдается температурная зональность (от периферии к контакту) кварц-хлорит-полевошпатовые породы → кварц-биотит-полевошпатовые → кварц-биотит-амфибол-полевошпатовые → амфибол-полевошпатовые, пироксен-плагноклазовые роговики (встречаются локально). В последних иногда устанавливаются кордиерит, единичные зерна андалузита, силлиманита. Полевые шпаты представлены калишпатами и плагноклазами. При этом количество плагноклаза и его основность увеличивается от первых разновидностей к последующим.

Особый интерес представляет наличие в геологическом разрезе амфибол-полевошпатовых пород и метасоматических кварцитов.

Амфибол-полевошпатовые породы устанавливаются на участках развития скарново-рудных зон. По условиям образования среди них выделяются две генетические разновидности: термально-метаморфическая и постмагматическая. Оба генетических типа пород имеют прямое индикаторное значение для обнаружения скарново-рудных тел на глубине.

Амфибол-полевошпатовые породы термально-метаморфическо-

го генезиса наиболее распространены. Они участвуют в строении продуктивной переслаивающейся алюмосиликатно-карбонатной (O_3-S_1) зеленосланцевой толщи, преимущественно в верхней части. В лежачем боку постепенно переходят в слюдисто-полевошпатовые, хлорит-слюдисто-полевошпатовые ороговикованные сланцы, висячем контактируют с магнезиальными скарнами.

3. Интенсивная дробленность и трещиноватость вмещающих пород, самих скарновых залежей, и проявления в них прожилков постмагматических минеральных ассоциаций. Кварц-гранатовые, кварц-кальцит-гранатовые, кварц-везувияновые, альбит-везувияновые, кварц-кальцит-альбит-гранат-везувияновые, кварц-актинолит-пироксеновые (салит-геденбергит) и другие метасоматиты часто в той или иной мере содержат цоизит, флюорит, апатит, сфен, сульфиды, пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, блеклую руду.

Эти метасоматиты, образовавшиеся в стадию кислотного выщелачивания, характеризуются относительным увеличением в новообразованиях содержания железа, в гранате, везувияне, пироксене—амфиболо (Еникеева, 1976; Еникеева, 1979). Развиваются метасоматиты в виде линз, жиллообразных тел, приурочиваются к зонам дробления и трещиноватости скарновых тел. Иногда жилы метасоматитов располагаются за пределами скарново-рудных залежей на расстоянии от 2—5 до 25—50 м. Мощность новообразованных метасоматитов от 1—2 до нескольких см.

Амфибол-полевошпатовые и другие амфиболсодержащие породы (метасоматиты) постмагматического происхождения образуются в раннщелочную стадию в процессе изменения магнезиальных скарнов и замещения их указанными метасоматитами. Эти породы встречаются локально. Они приурочены к участкам межпластового и межформационного дробления магнезиальных и апомагнезиальных известковых скарнов (Сарыкуль-Аксайская зона, реке Каратюбе), развиваются в эндоконтактных зонах, перекристаллизованных скарново-рудных тел как за счет замещения околоскарновых пород, так и скарнов и скарноидов. Образуют зоны и жиллообразные тела. Эти метасоматиты контролируют промышленные концентрации шеелита (Сарыкуль, Ингичка-Боло, Западный участок месторождения Каратюбе, шт. 10, скв. 23, 24, 8, 1, 14 и др.). Мощность зон и жил зависит от степени трещиноватости, проявления стадии кислотного выщелачивания.

В парагенетическом отношении эти метасоматиты представлены амфибол-кварц-кальцитовым, амфибол-кварцевым составом, обогащенным альбитом, сфеном, анатазом, флюоритом, иногда сульфидом, шеелитом и др.

Амфиболовые и амфиболсодержащие метасоматиты в виде прожилков и жил расположены в экзоконтактной зоне скарново-рудных залежей, где они приурочиваются к зонам дробления и трещиноватости. Эти прожилки могут удаляться на 50, реже 100 м от скарновых залежей в сторону вмещающих пород.

Амфиболсодержащие метасоматиты в направлении к скарноворудным телам переходят в кальцит-гранат-кварцевые (\pm цоизит, везувиан и др.), с удалением от скарновых зон — цоизит-кварц-альбитовые (\pm серицит, кальцит, сульфиды и шеелит). В зависимости от парагенезиса метасоматитов можно судить о глубине залегания промышленных скарноворудных залежей.

Метасоматические «кварциты» развиваются на контакте алюмосиликатных пород со скарнами и скарноидами апомагнезиально-известкового генезиса. Встречаются также в виде линз в скарнированных аподоломитовых кальцитовых мраморах. Содержание кварца в них колеблется от 85 до 95 и от 5 до 15% реликтовых минералов (полевые шпаты, биотит, амфибол, апатит, сфен, реже другие). Генезис «кварцитов» пока не ясен, хотя их метасоматическое происхождение не вызывает сомнения. Характерно, что 90—95% рудных тел месторождения Каратюбе развивается на контакте с такими «кварцитами».

«Кварциты» несут убогую шеелитовую минерализацию (месторождение Каратюбе, Юго-Западный, Юго-Восточный и др., Ингичка-Боло, Аксай и др.). Они являются предвестниками проявления интенсивных процессов образования известковых скарнов, возможно, с промышленным вольфрамовым и другим оруденением.

Кварц-полевошпат (\pm кальцит, мусковит, серицит)-, полевошпат-турмалиновые (\pm кварц, кварц-кальцит-хлоритовые и др.) прожилковые парагенетические ассоциации, иногда содержащие убогую сульфидную (пирит, реже халькопирит, сфалерит и др.) и другую минерализацию, встречаются в пределах скарноворудных зон (шт. 10, скв. 10, 14, 24 и др.), но чаще во вмещающих породах, где отстоят от рудных тел на расстоянии от нескольких до 350—400 м. Мощность прожилков колеблется от 1—2 мм до 10 и более сантиметров (кварцевых и турмалиносодержащих). Вблизи апомагнезиальных известковых и известковых скарноворудных зон в кварцевых, кварц-полевошпатовых жилах появляются гранат, везувиан, амфибол, цоизит, флюорит, апатит, сфен и др. (иногда в промышленных концентрациях шеелит), но чаще они взаимно пересекаются, отражая стадийность минералообразования (Кучукова, 1950, Кучукова и др., 1971, Еникеева, 1979). Вблизи магнезиальных скарнов обнаруживаются кальцит-графит-флюорит-кварцевые метасоматиты.

В указанных прожилковых метасоматитах устанавливаются W, Sn, Zn, Cu и др., причем содержание этих элементов вблизи рудных тел несколько увеличивается. Под микроскопом в них помимо отмеченных сульфидов в единичных зернах встречается касситерит, редко золото.

Таким образом, приведенные данные показывают, что проявления различных метасоматитов в пределах рудного поля взаимосвязаны, но их индикаторное значение различно. Наиболее важными в апомагнезиальных известковых формациях Каратю-

бинского типа являются кварц-полевошпат-гранатовые, кварц-гранатовые, кальцит-полевошпат-гранатовые, кварц-полевошпат-флюорит-гранат-везувиановые и другие метасоматиты, обогащенные апатитом и сфеном, а также кварц-амфиболовые, кварц-полевошпат-амфиболовые метасоматиты и «кварциты». Промышленные концентрации шеелита приурочиваются к этим апоскарновым метасоматитам. Они уходят от рудных тел на первые десятки метров и могут свидетельствовать о наличии скрытых рудных тел на глубине 20—30 и более метров. В скарнах магнезиальной формации наиболее надежные индикаторы оруденения — кварц-амфиболовые и кварц-полевошпат-амфиболовые метасоматиты. С ними связаны промышленные концентрации шеелита (преимущественно локализуются в тремолитизированных, реже альбитизированных и окварцованных разностях).

Остальные постмагматические проявления имеют второстепенное значение и должны учитываться при наличии других благоприятных факторов.

4) Насыщенность эндоконтактной зоны постмагматическими образованиями. Для Каратюбинского рудного поля этот индикатор имеет второстепенное значение.

Интрузивные массивы (Аксайский, Сарыкульский, Каратюбинский) в той или иной степени насыщены постмагматическими образованиями, причем в количественном отношении они резко преобладают в Сарыкульском массиве (Хамрабаев, 1952, Кучукова, 1952, Кучукова, Мурадов и др., 1974).

Анализ собранного материала по изучаемой площади показал, что только в Каратюбинском массиве (северо-западный эндоконтант) наблюдается некоторая закономерность увеличения мощности и степени изменения гранитоидных пород в участках развития скарново-рудных тел. Постмагматические изменения на этой площади приурочены к кулисообразно расположенным зонам трещиноватости и представлены альбитизацией, грейзенизацией и развитием кварц-полевошпатовых, кварц-убогосульфидных и редко кварц-турмалиновых жил.

В других массивах такая закономерность пока не устанавливается, но в этих жилах присутствуют элементы, характерные для рудного поля (Pb, Sn, Be, Cu), и поэтому фактор насыщенности эндоконтактных зон постмагматическими образованиями мы учитываем как второстепенный.

Геохимические ореолы. Для выявления характерных парагенных элементов с вольфрамом и закономерностей их распределения в пространстве проводилось опробование по многочисленным профилям, пройденным вкрест простирающихся скарново-рудных зон, а также учитывались данные опробования по горным выработкам и буровым скважинам геологов, изучавших рудное поле (В. Л. Шадрин, П. Ф. Егоров, В. А. Талалов и др.) и проводивших тематические исследования (Еңикеева, 1972₂, Носенко, От-

рощенко, 1979; Носенко, Отрощенко, Крикунова, 1980; Отрощенко, 1974 и др., Кучукова, Ахмедов и др., 1980).

В Каратюбинском рудном поле кроме основного рудообразующего элемента устанавливается широкое распространение и других элементов. Первостепенное корреляционное значение имеют Sn, Be, второстепенное — Cu, Zn, Bi, Ni, Ti. Носенко и В. Д. Отрощенко к последним относят также фосфор и барий. Распределение указанных элементов во вмещающих породах, гранитоидах, скарнах, скарноидах, рудах, постмагматических жильных образованиях и отдельных минералах изучалось химическим, количественным и полуколичественным спектральным анализами. Результаты анализов накладывались на разрезы, геологические планы, схемы документов горных выработок и колонки буровых скважин, а также подвергались статистической обработке.

Проведенные исследования показали следующее.

Вольфрам образует широкие ореолы и устанавливается почти во всех вмещающих осадочно-метаморфических и гранитоидных породах (кроме Сарыкульского интрузива), но повышенные его концентрации тяготеют к участкам, претерпевшим постмагматические изменения (от 0,003 до 0,2% и выше).

Так, в «кварцитах» содержание вольфрама колеблется от 0,0 до 0,3%, среднее 0,006, что превышает его кларк в осадочных породах почти в 20 раз.

Резкое увеличение содержания вольфрама по сравнению с кларками (Виноградов, 1962) наблюдается в перекристаллизованных карбонатных породах (в мраморизованных известняках, в магнезиальных разностях соответственно 0,3 и 0,05%) и постмагматически измененных гранитоидах Аксайского и Каратюбинского массивов (средние содержания в неизменных разностях превышают кларки кислых пород в 4—6 раз, в альбитизированных, грейзенизированных, окварцованных, иногда турмалинизированных по этим массивам — в 2—3 раза).

Вольфрам устанавливается почти во всех парагенетических ассоциациях скарнов и скарноидов (исключение составляют властонитовые разности, где W не обнаружен). При этом его максимальные промышленные концентрации (от 0,1—1 и более %) устанавливаются в известковых и апомагнезиальных известковых скарнах, скарноидах, приурочивающихся к гранатовым, гранатвезувиановым, реже везувиановым их разностям, подвергшимся перекристаллизации и метасоматической переработке в раннюю стадию кислотного выщелачивания (Западный участок месторождения Каратюбе), а также в «кварцитах» (до 0,1%). В магнезиальных скарнах и скарноидах промышленные концентрации вольфрама (0,1—1, иногда до 2,5%) устанавливаются в перекристаллизованных и интенсивно тремолитизированных разностях диопсидового скарна (участок Сарыкуль, Ингичка-Боло и др.).

Олово и бериллий — постоянные спутники вольфрама. Содержание их непостоянно, но в неизменных вмещающих породах и

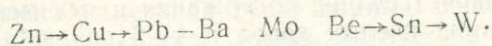
гранитоидах среднее содержание в несколько раз превышает кларки земной коры в 3 и 2 раза соответственно. Они также устанавливаются во всех парагенетических ассоциациях апомагнетизально-известковых и известковых скарнов и скарноидов, их минералах (Sn — 0,0006—0,5%, Ве — 0,0004—0,3%), максимально — в гранатах и везувинах, а также в постмагматически измененных зонах вмещающих пород, за пределами скарновородных тел. Эти элементы в большинстве случаев ведут себя так же, как вольфрам, и между ними выявлена четкая корреляционная связь.

Постоянно на площади Каратюбинского рудного поля встречаются молибден, медь, цинк, локально свинец и висмут.

Молибден в пределах Каратюбинского рудного поля распределен неравномерно. Содержится во вмещающих породах, постмагматически измененных зонах и отдельных минералах. Количество молибдена колеблется от 0,0001 до 0,031%, возрастая пропорционально увеличению в пробах вольфрама и тяготея к пироксену (пироксенсодержащим скарнам) и шеелиту, которые, вероятно, являются его основными носителями (Еникеева, 1979₂).

Постоянно встречающиеся количества Cu, Pb, Zn, Ni, Co во вмещающих осадочно-метаморфических и гранитоидных породах почти всегда ниже кларков этих элементов в земной коре, хотя в общем также дают положительную корреляцию (кроме свинца) с указанными выше элементами.

Висмут отмечается редко. Проведенные на Западном участке месторождения геохимические исследования (Носенко, Отрошенко, 1979) вокруг скарново-рудных тел позволили установить вертикальную геохимическую зональность элементов-индикаторов (сверху вниз):



Прогнозирование перспективных участков

На основании выявленных закономерностей формирования и размещения скарновородных залежей в Каратюбинском рудном поле по совокупности оценочных критериев выделены прогнозные площади (табл. 23).

Для сопоставления признаков и степени их проявления за эталон нами принят Северо-Западный участок, где проведена предварительная разведка и подсчитаны запасы промышленных руд.

По мнению авторов, на глубине 400—600 м на этом участке могут быть выявлены скрытые межформационные и приконтактные залежи. В пользу вероятности такого прогноза говорят следующие оценочные критерии:

- 1) наличие метасоматически измененных апофиз гранитоидных пород;
- 2) увеличение содержания пироксена (салита) на глубину и повышенные концентрации в них молибдена;

Качественная и количественная характеристика оценочных критериев, выявленных на отдельных участках Каратюбинского рудного поля

Оценочные критерии	Эталонный участок (Северо-Западный)	Прогнозные участки			
		Юго-Западный	Центральный	Юго-Восточный	Сарыкуль - Аксай. Площадь Сарыкуль-Ингичка-Бодо
Углы падения контакта интрузива с карбонатными породами и характер их слоистости по отношению к контакту, град.	65—75°	55—70°	63—85°	65—80°	55—70°
	40—45°	40—60°	45—60°	30—80 (чаще 45—50)	55—70°
Степень неоднородности вмещающей толщи, %	30%	10%	10—15%	10%	30—40%
Степень насыщенности эндоконтактной зоны постмагматическими проявлениями (от 50 до 200 м), %	общее 1,48% (корреляционное значение 0,66%)	0,22%	0,22%	0,22%	общее 1,43 (корреляционное значение 0,65%)
Удельное значение минеральных разновидностей скарпов:	гранатовых	30%	5—10%	5—10%	
	гранат-везувиановых	50%	35—40%	30—35%	10%
	гранат-пироксеновых (± Вез)	10%	5—10%	15%	15%
	пироксеновых (диопсид-салитовых), %	20%	35—40%	40%	35—40%
Интенсивность постмагматических проявлений в экзоконтактной зоне					
а) скарпирование известняков и доломитистых известняков	+	+	+	+	
б) скарпирование доломитов		+			+
в) скарпирование роговиков, известково-силикатных роговиков.	+	+	+	+	
г) развитие метасоматических «кварцитов»	+	+	+	+	
д) амфиболовые и амфиболсодержащие зоны, прожилки	+	+	+	+	+
е) кварц-полевошпатовые и др. жилы с сульфидами	+	+	+	+	+
Степень перекристаллизации карбонатных пород (крупно-среднезернистые мраморы)	+	+	+	+	+
Геохимические критерии (повышение содержания W, Sn, Bi, Zn и др. в метасоматитах)	+	+	+	+	+

3) развитие мощной (300—350 м) гетерогенной продуктивной карбонатно-алюмосиликатной (сарыкульской) толщи. Послойное, реже секущее дробление вмещающих пород и их относительно интенсивный метаморфизм. При этом карбонатные породы (известняки, доломитистые известняки) превращены в средне- и крупнокристаллические кальцитовые мраморы. Сланцы превращены в роговики, а местами, вблизи контактов, гранитизированы;

4) широкий масштаб постмагматической переработки вмещающих пород с образованием различных метасоматитов: «кварцитов» и скарнированных (гранат, везувиан, пироксен) пород. Все они пересекаются кварц-кальцит-амфиболовыми и кварц-апатит-шеелитовыми, кварц-турмалиновыми, кварц-грейзеновыми, кварц-карбонат-сульфидными и другими метасоматическими прожилками, содержащими иногда бедную вкрапленность шеелита, касситерита, изредка золота, минералов висмута и др.;

5) интенсивная перекристаллизация, переотложение (с укрупнением зерен) гранатовых, гранат-везувиановых, гранат-пироксеновых и других ранних скарнов в стадию кислотного выщелачивания с образованием кварц-кальцит-гранатовых метасоматитов, часто с промышленными содержаниями шеелита. Эти метасоматиты обогащены апатитом, сфеном, флюоритом.

На остальных участках Каратюбинского рудного поля устанавливаются те же оценочные критерии, но проявлены они в меньшей степени (табл. 23).

С Северо-Западным участком наиболее сходен Юго-Западный (Анжирлинский). Но с поверхности он плохо обнажен, а на глубину изучен слабо. Вместе с тем рудные залежи прослеживаются прерывисто на 4—5 км. Мощность продуктивной пачки почти в два раза больше описанной; мощности отдельных скарновых линз и пластов от 10—15 см до 4—5 м. Содержание WO_3 от 0,0 до нескольких процентов. Рудные тела прогнозируются до глубины 500—600 м.

Юго-Восточный и Юго-Западный участки менее перспективны, чем два вышеотмеченных. В них небольшие промышленные залежи могут быть на глубине 300—400 м.

Сарыкуль-Аксайская площадь, исходя из совокупности оценочных критериев, отнесена нами к мелким объектам (табл. 23) несмотря на значительное протяжение скарново-рудных зон и их большую мощность.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В книге обобщен опыт многих исследователей по оценке и прогнозированию скрытых скарново-редкометалльных образований, накопленный на базе изучения и эксплуатации шеелитоносных скарновых полей Южного Тянь-Шаня и некоторых других районов Средней Азии.

Для установления оценочных критериев выявлены главные факторы, определившие формирование и размещение скарново-редкометалльных месторождений и рудных тел в них.

К раскрытию физической и химической сущности геологических, петрографических, литологических, минералого-геохимических и других факторов, обусловивших избирательную локализацию скарново-рудных тел в определенных структурных позициях, авторы подошли посредством:

- 1) анализа значения морфологии контактовой поверхности интрузивов и расчета теплофизических показателей участков контактов с различными углами падения;
- 2) определения теплофизических и других свойств (коэффициент термического расширения) различных вмещающих пород и минералогических разностей скарнов;
- 3) изучения микротвердости, термолюминесценции, декрепитации зерен кальцитов и их сил сцепления в контактовых мраморах с различными размерами зерен;
- 4) исследования плотности, пористости, электропроводности и магнитных свойств вмещающих пород, скарнов разного минерального состава и с различным оруденением;
- 5) изучения степени насыщенности эндоконтактных зон интрузивов постмагматической минерализацией, часто синхронной скарнам или сопутствующему им оруденению.

Большинство этих исследований осуществлялось впервые в практике изучения и оценки скарново-редкометалльных месторождений.

В книге даются сведения о так называемом апогранитовом типе вольфрамовой руды, впервые описанном И. Х. Хамрабаевым (1972) и достаточно широко распространенном во всех изученных скарновых полях.

Освещены методика исследований авторов, опыт оценки и прогноза на скарново-рудных полях Койташа, Лянгара, Ингичка, Каратюбе и Яхтон с кратким изложением геологической ситуации, характеристики месторождений и руд.

На основании изложенного в книге можно сделать следующие выводы:

1. Скарново-редкометалльные месторождения в общепринятом понимании являются контактово-диффузионными и инфильтрационными образованиями, обязанными своим возникновением деятельности гранитоидных интрузий. Материалы Средней Азии показывают, что такие интрузии — продукты внутрикоровых гранитоидных магм определенного петрохимического облика, относительно обогащенных литофильными элементами и формировавшихся в мезо-гипабиссальных условиях. Такие магмы рождаются на заключительных этапах развития миогеосинклиналей в континентальных корах сиалического профиля.

Таким образом, можно назвать региональные факторы проявления скарново-редкометалльных месторождений:

1) регионы с повышенной (45—55 км) мощностью земной коры с преобладающим сиалическим рудномагматическим профилем;

2) области внутренних поднятий миогеосинклиналей и антиклинориевые структуры в них.

II. В дальнейшем формирование месторождений и избирательную локализацию рудных тел в их пределах определяют следующие факторы локального значения;

1) геохимически специализированные на вольфрам и редкие щелочи гранитоидные интрузивы мезо-гипабиссальной фации и их контактовые зоны с карбонатными породами;

2) области пологих (менее 50—55°) погружений контактовой поверхности, особенно «корыто- и логообразные» углубления в ней;

3) неоднородный характер осадочной толщи, вмещающей продуктивные карбонатные пачки, контактирующие с гранитоидными интрузивами;

4) высокая степень мраморизации карбонатных пород с образованием средне- и крупнозернистых (до гигантокристаллических) разновидностей мраморов;

5) высокая насыщенность эндо- и экзоконтактных зон жильно-магматическими и постмагматическими образованиями;

6) высокие значения теплофизических свойств (коэффициент термического расширения, теплопроводность) пород и минералов;

7) преобладающий пироксеновый (геденбергитовый) или пироксен-гранатовый (андрадит-гроссуляровый) состав скарнов. В отсутствии геденбергита благоприятными для отложения шеелита становятся скарны диопсид-амфиболового, везувиан-гранатового или диопсид-везувианового состава;

8) более крупнокристаллические разности этих скарнов (так как они по сравнению с мелко- и тонкозернистыми разностями обладают более высокими теплофизическими параметрами).

Удельное значение перечисленных факторов в некоторых месторождениях меняется в зависимости от специфики их геологического строения, глубины формирования руд и степени их денудации в последующие эпохи. Например, на отдельных участках Ингичкинского поля меньшее значение имеет фактор гетерогенности вмещающих пород.

В Каратюбинском поле уменьшается значение фактора минерального состава скарнов. Ввиду особенностей литологического состава вмещающих пород здесь не образовались геденбергитовые скарны, и шеелитовое оруденение откладывается в основном в везувиан-гранатовых и гранат-диопсидовых скарнах. Может быть именно по этой причине, здесь не наблюдаются более или менее устойчивые и богатые концентрации шеелита в рудных телах Каратюбинского поля и других аналогичных площадях гор Каратюбе (Джам, Аксай, Сазаган, Туракуль и др.). Вместе с тем особенности тектоники в Каратюбинском поле и большая литологическая пестрота вмещающих пород с преобладанием сланцев и песчаников определили здесь формирование главным образом инфильтрационных биметасоматических тел, часто неотчетливого (скарноидного) облика. В этих случаях не всегда можно учитывать определяющую роль морфологического фактора поверхности интрузива, хотя его значение сохраняется. В Лянгарском поле, наоборот, преобладание карбонатных пород обусловило формирование приконтактных залежей, что более отчетливо подчеркивает роль контактовой поверхности и структуры мраморов. Последнее обстоятельство предоставило авторам благоприятную возможность разрабатывать именно здесь критерии декрепитации и термолюминесценции кальцитов в мраморах.

Все же определяющее значение в возникновении скарново-вольфрамовых тел таких факторов, как наличие геохимически специализированных гранитоидных интрузивов, их пологих контактов с карбонатными породами, их термическая и постмагматическая проработанность (раскристаллизация), интенсивность постмагматических проявлений в эндоконтактной зоне, сохраняется почти во всех случаях в Средней Азии. Признаки интенсивного проявления этих факторов (как их следствие) использованы в виде прямых индикаторов на скрытые скарново-рудные тела.

III. Подтверждение сделанных авторами и Н. Д. Ушаковым прогнозов и на этой основе существенное расширение сырьевой базы Койташского и Ингичкинского рудников, выявление в последнее время интересных вольфрамовых проявлений в Зирабулакских и Букантауских горах свидетельствуют о том, что ресурсы вольфрама в Южном Тянь-Шане далеко еще не исчерпаны.

Дальнейшее расширение сырьевой базы вольфрама может быть осуществлено путем усовершенствования прогноза скрытых рудных тел и выявления новых типов руд и видов сырья.

IV. Наш опыт в области прогнозирования скрытого вольфрамового оруденения базируется на качественном сопоставлении оценочных критериев. Для разработки более действенных количественных методов прогнозирования с применением вычислительной техники и математического аппарата статистических данных еще недостаточно. Вместе с тем не все выявленные связи и закономерности теоретически объяснены; они еще носят эмпирический характер; ряд факторов требует выяснения степени их действия. Например, мы, констатируя вообще благоприятность пологих (до 55°) контактов, еще не знаем, какие углы падения контактовой поверхности наиболее оптимальны; то же касается степени гетерогенности вмещающих пород, их сочетания и других факторов. Безусловно, установление оптимальных численных параметров, благоприятных для рудоотложения факторов, и теоретическое объяснение их физической сущности может быть достигнуто лишь на базе обширного, целенаправленно собранного фактического материала, на новой лабораторной базе. Без такой фундаментальной статистической основы всякие попытки разработки количественных методов прогнозирования (нередко в угоду моде) обречены на неудачу.

Мы считаем, что задача ближайшего будущего — создание таких методов на базе еще более целенаправленных, структурно-геологических, минералого-геохимических и экспериментальных исследований. Тогда прогнозы станут еще более надежным и эффективным орудием в деле расширения минерально-сырьевой базы страны.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Взаимоотношение шеелитового оруденения со скарнами и типы минеральных ассоциаций в Средней Азии. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1945, № 5.
- Абдуллаев Х. М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Ташкент, 1947.
- Абдуллаев Х. М. Собр. соч., т. 1—5. Ташкент, 1964—1965.
- Агге К., Вацек А. Вольфрам и молибден. М.—Л., 1964.
- Арифджанов Т. Х. Особенности генезиса и рудоносности скарново-рудных образований Яхтона. Труды ТашПИ, вып. 25, 1969.
- Арифджанов Т. Х. Роль вмещающих пород в образовании некоторых скарново-рудных месторождений Чакылкалянских гор. Автореф. канд. дис. Ташкент, 1975.
- Арифджанов Т. Х. Основные факторы, определяющие минеральный состав скарнов Чакылкалянских гор. В сб. «Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии». Ташкент, 1977.
- Архипович Е. Н., Давыдова К. И. Термолюминесценция как показатель преобразования метасоматических пород. «Метасоматизм и рудообразование», (тезисы к конф. 16—20 мая), 1967.
- Бабаджанов А. А. Микротвердость типоморфологических разновидностей метаморфического кальцита как индикатора скрытого скарново-редко-

- металльного оруденения (на примере месторождений Койташ и Лянгар). ДАН УзССР, 1974, № 5.
- Бабаджанов А. А. Типоморфные особенности кальцитов из мраморов как индикатор скарново-редкометалльного оруденения на примере Койташского рудного поля. «Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования». Мат. III конф. молодых исследователей Украины, Киев, 1975.
- Бабаджанов А. А. Генетические особенности контактовых мраморов некоторых скарново-редкометалльных полей Западного Узбекистана как индикатор скрытого оруденения. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1975.
- Бабаджанов А. А. Особенности термолюминесценции и декрепитации контактовых мраморов как один из индикаторов скрытого редкометалльного оруденения. Зап. ВМО, вып. 1, ч. 109, 1980.
- Бабаджанов А. А. Об аподолмитовых кальцитах Ингичкинского рудного поля. Зап. Узб. Отд. ВМО, вып. 34, 1981.
- Бабаджанов А. А., Николаева Э. П., Исмаилов М. И., Гугуци Н. Т. Термолюминесцентные особенности мраморизованных известняков Койташского рудного поля. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 28, 1975.
- Бабаев К. Л. Петрография Койташского массива. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1947.
- Бабаев К. Л. Некоторые генетические особенности скарнов Койташа. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 2, Ташкент, 1954.
- Баклаев Я. П. Контактво-метасоматические м-ния Урала, М., 1973.
- Бекжанов Г. Р., Колмогоров Ю. А. Положение эндогенных месторождений относительно границ раздела Земной коры. «Геол. руд. мес-ний», 1966, № 2.
- Беликов Б. А., Александров В. С., Рыжова Т. Б. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М., 1970.
- Боболович Г. Н. Применимость методов декрепитаций включений к исследованию минералов с совершенной спайностью. Сыктывкар, 1972.
- Богданова Г. Н. Термолюминесценция облученного кварца и ее применение при изучении условий формирования и поисках хрусталеносных жил на Южном Урале. Автореферат канд. дисс., Ленинград, 1977.
- Бройнлих П. Термолюминесценция и термостимулированный ток метода определения параметров захвата. «Физика минералов», т. 37, 1971.
- Быбочкин А. М. Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. М., 1965.
- Василенко В. Б., Вартанова Н. С. Возрастное расчленение гранитоидов методом термолюминесценции. «Геология и геофизика», 1963, № 7.
- Василенко В. Б., Головин А. А., Лысаков В. С. О возможности расшифровки термической истории кварцев методом термолюминесценции. ДАН СССР, т. 170, 1966, № 6.
- Великанова В. А., Шелкопляс В. Н. Термолюминесценция карбонатов из докембрийских образований Могилевского приднепровья. «Геологический журнал», 1970, № 3.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.
- Власов К. А. Периодический закон и изоморфизм элементов. М., 1963.
- Власова Д. К. Скарны Ингичка. Сб. «Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии». М., 1968.
- Вольфрамовые месторождения, критерии их поисков и оценки. М., 1980.
- Гинзбург А. И. Минералогические методы и критерии при поисках и разведке полезных ископаемых. ЗВМО, вып. 4, 1978.
- Гарьковец В. Г. [и др.]. Метагенетическое вольфрамовое оруденение Кызылкумов, «Узб. геол. ж.», 1980, № 2.
- Говоров И. Н. [и др.]. Признаки и факторы геохимической специализации гранитоидов Дальнего Востока. В кн. «Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов». Иркутск, 1970.
- Гулямов А. П. О возможности применения термолюминесценции при поисках рудоносных (метасоматитов) (на примере редкометалльного мес-

- торождения). «Критерии рудоносности метасоматитов». Мат. к симпозиуму. Алма-Ата, 1969.
- Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Оптогенная минерализация. М., 1975.
- Далимов Т. Н. О содержании связанной воды в породах Бабайтагского массива и некоторые вопросы фаціальности интрузивов. «Узб. геол. ж.», 1964, № 3.
- Далимов Т. Н., Айзенштат В. Н. Фаціальность гранитоидных формаций Узбекистана. Ташкент, 1972.
- Даутов А. И. Минералого-геохимические критерии условий формирования и потенциальной рудоносности Кошрабатского и Яхтонского интрузивов (Западный Узбекистан), Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1974.
- Даниэльс Ф., Бойд Ч., Саундерс Д. Термолюминесценция как средство научного исследования. «Успехи физ. наук». Т. 51, 1963.
- Денисенко В. Н. Месторождения вольфрама. М., 1978.
- Добрецов И. Л., Кочкин Ю. П., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. Породообразующие пироксены. М., 1971.
- Долгов Ю. А. Об адиабатической мобилизации рудообразующих растворов. «Геология и геофизика», 1965, № 8.
- Долгов Ю. А. [и др.]. Критические явления в процессах эндогенного рудообразования. Тезисы II Всес. сов. по геотермобарометрии, М., 1965.
- Дортман Н. Б. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. М., 1964.
- Дударев А. Н. [и др.]. Теплообмен в магматогенных процессах. М., 1972.
- Евзикова Н. З. О структурных плотностях минералов. Львов, 1966.
- Еникеева Л. Н. Типоморфизм пироксенов магнезиально-скарновой формации Каратюбинского рудного поля. «Узб. геол. журн.», 1976, № 3.
- Еникеева Л. Н. Некоторые особенности минерального состава известковых скарнов магнезиально-скарновой формации Каратюбинского рудного поля. «Узб. геол. журн.», 1977, № 2.
- Еникеева Л. Н. Шеелит из магнезиально-скарновой формации Каратюбинского рудного поля. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 31, 1978.
- Еникеева Л. Н. Типоморфные особенности везувияна Каратюбинского рудного поля. «Узб. геол. журн.», 1979, № 1.
- Еникеева Л. Н. Распределение вольфрама, олова, фтора и бора в скарновых и апоскарновых минералах Каратюбинского рудного поля. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 32, 1979.
- Еникеева Л. Н., Кучукова М. С., Мурадов З. М. Особенности строения и минералогический состав магнезиальных скарнов Каратюбинского рудного поля. «Узб. геол. журн.», 1975, № 3.
- Жабин А. Г. Сингенез и метаморфизм карбонатитов. М., 1971.
- Жабин А. Г. Структуры и текстуры минеральных агрегатов как источники генетической информации о рудообразовании. Авт. докт. дисс., М., 1975.
- Жариков В. А. К развитию теории процессов скарнообразования. «Геол. рудных месторождений». 1965, № 5.
- Жариков В. А. Скарновые месторождения. В сб. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., 1968.
- Жариков В. А., Власова Д. Н. Околорудные изменения и оруденения на скарново-шеелитовых месторождениях Средней Азии. Тезисы докл. III совещ. по минералогии, геохимии, генезису и компл. использованию вольфрамовых месторождений СССР. Л., 1971.
- Заревич И. П. Скарны и оруденения в контактах гранитоидов с доломитами некоторых месторождений в Чакылкаляском и Зарафшанском хребтах (УзССР). Автореферат канд. дисс., М., 1966.
- Зив Е. Ф. Шеелитоносность скарнов восточного склона Кузнецкого Алатау. Тр. Всесоюзного ин-та мин. сырья, М., 1939.
- Иванов Ю. Г. Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М., 1974.
- Искандаров Э. Особенности размещения полиметаллических руд Северного Нуратау (на основе изучения теплофизических свойств рудовмещающих пород). Автореф. канд. дисс., 1970.

- Искандаров Э. Роль петрофизической неоднородности геологической среды в избирательном размещении постмагматических месторождений (на примере Западного Узбекистана). В сб. «Магматизм и глубинное строение земной коры. Ташкент, 1982.
- Искандаров Э. Глубина становления и масштаб проявления контракционных трещин как факторы постмагматической продуктивности интрузива. Записки ВМО, вып. 36, Ташкент, 1983.
- Искандаров Э., Мусаев А., Хамрабаев И. Х. Экспериментальное моделирование процессов магматогенного породо- и рудообразования. Ташкент, 1976.
- Исмаилов М. И. Распределение селена и теллура в породах и минералах Зирабулак-Нуратинских гор. «Геохимия», 1964, № 10.
- Исмаилов М. И. Минералого-геохимическая характеристика шеелитов скарново-рудных месторождений Зирабулакских и Нуратинских гор. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 20, 1967.
- Исмаилов М. И. Минералогическая характеристика людвигита месторождения Яхтон. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 28, 1970.
- Исмаилов М. И. Минералого-генетические и геохимические особенности скарново-редкометалльных месторождений Зап. Узб. Ташкент, 1975.
- Исмаилов М. И., Эшпулатов Я. С. О вольфрамите из месторождения Лянгар. ДАН УзССР, 1962, № 4.
- Исмаилов М. И., Эшпулатов Я. С. Эндогенные формации волластонита. В сб. «Эндогенные рудные формации Узб.», т. I, Ташкент, 1968.
- Исмаилов М. И., Кучукова М. С. Минералогические и геохимические индикаторы скрытых скарново-редкометалльных месторождений (на примере Зап. Узбекистана). В кн. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня», Фрунзе, 1970.
- Исмаилов М. И., Николаева Э. П. Термолюминесценция кварца скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана как индикатор вольфрамово-молибденового оруденения. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 34, 1980.
- Исмаилов М. И., Балакина А. С. Новая стильномелановая разность вольфрамовой руды месторождения Ингичка. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 35, 1983.
- Исмаилов М. И., Бабаджанов А. А., Волков Ю. А. Типоморфные особенности кальцита как индикатор для выявления скрытого скарново-редкометалльного оруденения на примере рудопроявления Хасантепа, Каратюбинские горы), «Узб. геол. журн.», 1972 № 2.
- Исмаилов М. И., Мирзакельдиев А., Плаксина А. Б. О скарнах магнизиальной формации Лянгарского рудного поля. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 29, 1976.
- Исмаилов М. И., Юсупов М. Ю., Балакина А. С. Корреляционная связь между химическим составом и структурной плотностью кристаллических решеток пироксенов и гранатов из скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 34, 1981.
- Исмаилов М. И., Бабаджанов А. А., Балакина А. С., Насырова Г. И. Некоторые особенности развития вольфрамоносных аподолмитовых метасоматитов в Ингичкинском рудном поле. Тезисы докладов III Всесоюзного совещания по петрологии рудных метасоматитов Средней Азии, Фрунзе, 1980.
- Исмаилов М. И. [и др.]. Коэффициенты железистости и степень окисленности железа магматических и постмагматических месторождений Зап. Узбекистана как критерии установления их фаціальности. В кн. «Геология, минералогия и геохимия рудных полей Узбекистана». Ташкент, 1970.
- Исмаилов М. И. [и др.]. Новая марганцево-железисто-волластонитовая разновидность скарново-вольфрамового типа руд в Западном Узбекистане. «Узб. геол. журн.», 1979, № 5.
- Кадик А. А. [и др.]. Вода в магматических расплавах. М., 1972.
- Казанли Д. Н. Температурные поля интрузивных тел и их роль в контактовом и рудном минералообразовании. «Геология» вып. 12, 1952.

- Калинин Д. В. Экспериментальные исследования физико-химических условий скарнирования. СО АН СССР, Новосибирск, 1969.
- Каталог интрузивных массивов Узбекистана, ч. II, Ташкент, 1975.
- Капитонов М. Д., Щербакова М. Я., Солнцев В. П. Электронный парамагнитный резонанс шеелита Балканского месторождения (Южный Урал), «Геохимия», 1972, № 2.
- Касавченко Г. В., Бархударов В. А., Шааков Б. Б. Основные черты геологии и минералого-геохимическая характеристика вольфрамового оруденения гор Букантау (Западный Узбекистан). Узб. геол. журн. 1982, № 2.
- Комовский Г. Ф. Термолюминесценция каменных метеоритов. «Метеоритика», вып. 21, М., 1961.
- Комовский Г. Ф., Никольский В. С., Ложникова О. Н. Термолюминесценция минералов. «Изв. АН СССР», т. 21, 1957, № 5.
- Кононов В. А., Таращан А. Н. О термолюминесценции карбонатов из карбонатитов. «Геол. рудн. мест.», 1968, № 3.
- Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Тр. ИГЕМ АН СССР, сер. геол., 1948.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., 1953.
- Коржинский Д. С. Теория процессов минералообразования. М., 1962.
- Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М., 1969.
- Королев А. В., Поярков В. Э. Проявления гипогенной минерализации — индикаторы скрытого оруденения. «Советская геология», 1948, № 34.
- Королев А. В., Тулегенов Т. Пористость горных пород как фактор рудоотложений. «Узб. геол. журн.», 1969, № 6.
- Королев В. А. [и др.]. Факторы размещения эндогенного гидротермального оруденения в скарнах (на примере месторождений вольфрама, свинца, цинка, меди, золота, олова Средней Азии). В сб. «Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Ср. Аз.» Ташкент, 1977.
- Королева Н. Н., Романенко Д. Я. Типоморфные особенности шеелитов Средней Азии. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 29, 1976.
- Королева Н. Н., Романенко Д. Я., Хамрабаева З. И. О генезисе некоторых вольфрамово-марганцевых рудопроявлений Киргизии. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 28, 1975.
- Красилова Н. С. Прочность связи между кристаллами мономинеральных пород. «Вестник моск. ун-та», геология, 1971, № 2.
- Крикунова Л. М., Отрощенко В. Д. Метасоматиты месторождения Ингичке и их поисково-оценочное знач. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 33, 1980.
- Кудрин В. С., Кудрина М. А., Пятов О. О вольфрамовом оруденении в алогранитоидных олигоклазитах. «Геол. рудн. м-ний», 1976, № 4.
- Кудрина М. А. Минералогические критерии оценки продуктивности скарново-шеелитовых месторождений. «Геол. рудн. м-ний», 1981, № 5.
- Кучукова М. С. Закономерности распределения минералов в зонах скарнов Каратюбе (Зап. Узбекистан). Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 1, 1952.
- Кучукова М. С. К вопросу о влиянии вмещающих пород на состав жильных образований скарнового поля Каратюбе (Зап. Узбекистан). «Изв. АН УзССР», сер. геол., 1957, № 3.
- Кучукова М. С. О магматических комплексах гор Чақыл-Қалян и их рудоносности. «Узб. геол. журн.», 1966, № 1.
- Кучукова М. С. К вопросу о взаимоотношении разновозрастных скарново-шеелитовых формаций с грейзенами на примере некоторых рудных районов Западного Узбекистана. В сб. «Критерии рудоносности метасоматитов (материалы к симпозиуму). Алма-Ата, 1969.
- Кучукова М. С. Парагенетические ассоциации скарново-шеелитовых формаций Западного Узбекистана, возникшие в связи с различными формациями гранитоидных интрузий. В сб. «Минералогия, геохимия и генезис вольфрамовых месторождений», Л., 1971.
- Кучукова М. С., Хамрабаев И. Х. Петрография интрузивных массивов Зарафшанского региона. В кн.: «Петрография Узбекистана», т. 2, 1965.
- Кучукова М. С., Исмаилов М. И., Джамалетдинов Н. К. Скарново-редкометалльные и пегматитовые формации Зап. Узб. Ташкент, 1971.

- Кучукова М. С., Мурадов З. М., Кошелева О. Н. Закономерности размещения жильно-магматических и постмагматических образований гор Каратюбе. В сб. «Металлогения и геохимия Узб.». Ташкент, 1974.
- Кучукова М. С., Исмаилов М. И., Рахмедов У. В сб. «Эндогенные рудные формации Узбекистана», т. I. Ташкент, 1966.
- Кучукова М. С., Еникеева Л. Н., Мурадов З. М. Скарново-скарноидный тип межпластовых залежей вольфрамового оруденения в Каратюбинском рудном поле. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 30, 1977.
- Кучукова М. С., Ахмедов С. А., Байтерьякова З. З., Осипова Н. Л. Новые данные о шеелитоносных скарнах и скарноидах Каратюбинского и Чакылкалянского рудных районов. В сб. «Петрология рудоносных метасоматитов». Фрунзе, 1980.
- Кушмурадов О. К. Петрографо-геохимические особенности гранитоидных массивов центральной части Северного Нуратау и их отношение к оруденению (Зап. Узбекистан). Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1967.
- Лаверов Н. П. [и др.]. О применении термолюминесцентного метода для определения относительного возраста гранитоидов. «Геол. рудн. месторожд.», 1961, № 6.
- Лебедев В. И. Некоторые вопросы проблемы изоморфизма. «Геохимия». 1972, № 6.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Е. А. Петрографический словарь. М., 1963.
- Летников Ф. А. Граниты глыбовых областей. М., 1975.
- Лиценмайер Н. В. Характер распределения и типы ассоциаций шеелита на одном из месторождений Зирабулакских гор. В кн. «Некоторые закономерности размещения эндогенного оруденения в Узбекистане», Ташкент, 1966.
- Ловеринг Р. С. Температура внутри и вблизи интрузий. В сб. «Проблема рудных месторождений». М., 1958.
- Лушчик Ч. Б. Исследование центров захвата в кристаллах методом термического обесцвечивания. «Экспер. и теор. физ.», т. 30, вып. 3, 1956.
- Лысаков В. С., Серебряников А. И., Шарапов В. Н. Применение термолюминесцентного метода для изучения кварцевых жил выполнения. Тр. ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 114, 1972.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., 1968.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы. М., 1968.
- Ляхович В. В. Связь оруденения с магматизмом (Тырныауз). М., 1976.
- Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М., 1977.
- Марин Ю. Б., Архипович Е. Н. Исследование закономерностей изменения термолюминесценции пород гранитоидной формации (на примере гранитоидов Сев. Кавказа). Зап. ВМО, ч. 100, вып. 5, 1971.
- Медлин У. Природа ловушек и эмиссионных центров в термолюминесцирующих горных породах. «Физика минералов», т. 37, М., 1971.
- Миловский А. В. Генезис скарнов Ингичке. В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 2, М., 1963.
- Минералы Узбекистана. т. 3, 4, Ташкент, 1977.
- Минералогические критерии оценки рудоносности. Л. 1981.
- Моисеенко Ф. С. Основы глубинной геологии, Л., 1981.
- Мурадов З. М., Кучукова М. С., Еникеева Л. Н. Структурно-литологические особенности Сарыкуль-Аксайской площади (Каратюбе). Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 31, Ташкент, 1978.
- Мусин Р. А. [и др.]. Взаимоотношения скарнов с оруденением в Среднем и Южном Тянь-Шане. Тезисы докладов на Всесоюзном симпозиуме «Скарны и руды». В сб. «Генетические модели эндогенных рудных формаций», т. 3, Новосибирск, 1981.
- Мясников В. С. Минералы скарнов Лянгарского месторождения в Средней Азии. М., 1951.
- Нащокин В. В. Техническая термодинамика и теплопередача. М., 1969.
- Нечелюстов Г. Н. О проявлении висмутовой минерализации в скарново-

- шеелитовом месторождении Угат (Зап. Узбекистан). В сб. «Геохимия и геология некоторых рудных месторождений», М., 1970.
- Нечелюстов Н. В. Геологические основы методики перспективной оценки скарново-шеелитовых месторождений Средней Азии. В кн. «Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений». Л., 1971.
- Нечелюстов Н. В. Взаимоотношения скарнов и оруденения на примерах скарново-шеелитовых месторождений Средней Азии. Тезисы докладов третьего совещания по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. Л., 1971.
- Николаева Э. П., Бадалова Р. П., Рашидова Г. Ш., Цыпкина П. Э. Изучение термолюминесценции и плотности кварца месторождения Кызылалмасай. Узб. отд. ВМО, вып. 28, 1975.
- Носенко Т. В., Отрощенко В. Д. Зональность и взаимосвязь элементов в эндогенных геохимических ореолах. «Узб. геол. журн.», 1979, № 1.
- Носенко Т. В., Отрощенко В. Д., Крикунова Л. М. Использование информативных параметров эндогенных геохимических ореолов при оценке скарново-рудных полей. «Узб. геол. журн.», 1980, № 2.
- Овчинников Л. Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Тр. ГГИ Уф АН ССР, 1960.
- Овчинников Л. Н. Экспериментальные исследования процессов эндогенного рудообразования. В сб. «Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного рудообразования», Л., 1967.
- Овчинников Л. Н., Максеенков В. Г. Термолюминесценция минералов и факторы, влияющие на ее интенсивность. В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. 3, Свердловск, 1963.
- Овчинников Л. Н., Максеенков В. Г. Об использовании термолюминесценции в геологии. В сб. «Проблемы геохимии», М., 1965.
- Овчинников Л. Н., Максеенков В. Г. О связи термолюминесценции известняков с эндогенным оруденением. «Геол. рудн. мест.», 1965, № 6.
- Сдикадзе Г. Л. Некоторые особенности распределения редких и рудных элементов в Эджуртинском интрузивном массиве Кабардино-Балкарской АССР. «Геохимия», 1968, № 10.
- Осипов М. А. Значение вязкости кислых гипабиссальных магм для процессов отделения летучих компонентов. «Геол. рудн. мест.», 1966, № 4.
- Осипов М. А. Усадочные явления в остывающих магмах как причина образования камерных пегматитов. «Геол. рудн. месторожд.», 1967, № 6.
- Осипов М. А. Механическое взаимодействие и динамика подвижных фаз в системе интрузив — ксенолит. «Изв. АН СССР», 1969, № 3.
- Осипов М. А. Контракция гранитоидов и вопросы минералообразования. М., 1974.
- Островский И. А. Исследования по минералообразованию в некоторых расплавах под давлением водяного пара и водорода. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 1, М., 1956.
- Отрощенко В. Д. О закономерностях формирования и размещения вольфрамовых месторождений Средней Азии, Ташкент, 1974.
- Отрощенко В. Д. Металлогенический анализ рудных формаций вольфрама Тянь-Шаня. Ташкент, 1977.
- Отрощенко В. Д. Критерии перспективной оценки скарновых месторождений вольфрама. Ташкент, 1982.
- Отрощенко В. Д., Крикунова Л. М. Эволюция распределения вольфрама в геологических формациях Каратюбинского района (Западный Узбекистан). В сб. «Геологические и петролого-геохимические особенности эндогенного оруденения Тянь-Шаня». Ташкент, 1976.
- Отрощенко В. Д., Сушинский Л. С., Крикунова Л. М. Геология скарново-шеелитовых формаций Каратюбинского района. В сб. «Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии», Ташкент, 1977.
- Перцев Н. Н. Различия в процессе скарнообразования доломитовых и известняковых контактов. В сб. «Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии». Ташкент, 1977.

- Перцев Н. Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М., 1977.
- Перцев Н. Н., Ермоленко С. Е., Шмудевич Г. Д. Шеелитовая минерализация в жильчатых магнезиальных скарнах Западного Узбекистана. «Геология рудн. месторожд.», 1980, № 6.
- Перцев Н. Н., Зинovieва Н. Т. Метасоматическая зональность с котонитом на месторождениях Яхтои. «Узб. геол. журн.», 1980, № 4.
- Повилайтис М. М. Основные формации месторождений вольфрама. В кн. «Рудные формации эндогенных месторождений», т. 1, М., 1976.
- Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматизма. Новосибирск, 1973.
- Ракчеев А. Д. Термолюминесценция минералов и горных пород и ее значение для геологии. «Геология рудн. месторожд.», 1962, № 5.
- Рафиенко Н. И., Золотарев В. Г. Шеелитоносные кварциты — новый генетический тип вольфрамового оруденения в Кузнецком Алатау. ДАН СССР, т. 153, 1963, № 5.
- Ржевский В. В., Новик Г. Н. Основы физики горных пород. М., 1964.
- Римская-Корсакова О. М., Сахоненко В. В. О концентрически зональных телах в Лянгарском месторождении. В сб. «К минералогии постмагматических пород». Л., 1959.
- Розанов Ю. А. Роль физико-механических свойств горных пород в формировании структур месторождений и локализации оруденения. В сб. «Физико-мех. св-ва горных пород верхней части земной коры». М., 1968.
- Розанов Ю. А., Тимченко И. П. Изменение упругих свойств пород под влиянием постмагматических процессов. «Геология рудн. месторожд.», 1965, № 6.
- Руб М. Г., Павлов В. А., Гладков Н. Г., Ящухин О. И. Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М., 1982.
- Рудные месторождения СССР. т. 3, М., 1978.
- Рундквист Д. В., Нежинский И. А. Структура зональности рудных формаций и место вольфрамового оруденения в сводном ряду зональности. Л., 1971.
- Сахоненко В. В. К минералогии магнезиальных скарнов Лянгарского месторождения. В сб. «Минералогия и геохимия», вып. II, 1967.
- Соболева В. В. Вольфрам. В сб. «Минеральные ресурсы промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран», вып. 11, 1972.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, 1949.
- Сотников В. И., Никитина Е. И. Молибденово-редкометалльно-вольфрамовая (грейзеновая) формация Горного Алтая. Новосибирск, 1971.
- Стаховская З. И. Влияние пористости на изменение упругих и прочностных свойств горных пород при разных давлениях. Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., 1968.
- Сущинский Л. С., Отрощенко В. Д. Рудоконтролирующие факторы вольфрамового оруденения Каратюбинского района. «Узб. геол. ж.», 1977, № 2.
- Талипов Р. М. Некоторые особенности накопления микроэлементов в растениях различных рудных объектов. «Узб. геол. журн.», 1980, № 2.
- Тарашан А. Н. Исследование люминесценции и термолюминесценции минералов. Автореферат докт. дисс. М., 1974.
- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., 1979.
- Уразаев Б. М. [и др.]. Физические свойства горных пород в глубинных динамических условиях. Алма-Ата, 1973.
- Ушаков В. Н. О роли дедоломитизации в формировании скарнов шеелитового месторождения Ингичка. «Узб. геол. журн.», 1971, № 3.
- Ушаков В. Н. О алогранитовых рудах Ингичкинского месторождения. «Узб. геол. журн.», 1978, № 6.
- Ушаков В. Н. Геохимические особенности карбонатных пород как индикаторы гранитоидных куполов (на примере Ингичкинского рудного поля). Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 31, 1978.
- Ушаков В. Н. Глубинный прогноз скарново-шеелитового оруденения. Ташкент, 1980.

- Ушаков В. Н., Шпотова Л. В. О вулканических поясах Зирабулакских гор. «Узб. геол. журн.», 1972, № 3.
- Ушаков В. Н., Кренделев Ф. Н., Воронич В. А. Оценка золоторудных и шеелитовых месторождений. Новосибирск, 1976.
- Ушаков В. Н., Ким Л. В., Панченкова Л. А. Вертикальная минералогическая зональность скарново-шеелитового месторождения Яхтон. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 32, 1979.
- Ушаков Н. Д. О методике поисков «слепых» скарновых и рудных тел. «Разведка недр», 1952, № 2.
- Ушаков Н. Д. К вопросу о поисковых признаках шеелитовых месторождений скарнового типа. Уч. Зап. САИГИМСа, вып. 7, Ташкент, 1969.
- Ушаков Н. Д., Смирнова Е. Ф. Оценка вольфрамовых м-ний скарнового типа по выходам на примере Узбекистана. Т. 1, 1967.
- Ушаков Н. Д., Федоренко А. С. Койташское скарновое поле. Ташкент, 1941.
- Ушаков Н. Д., Троянов М. Д. и Личенмайер Н. В. Некоторые сведения о находах шеелита в гидротермально измененных магматических, осадочно-метаморфических и других породах. В сб. «Советская геология», М., 1956, № 53.
- Фридман И. В. Оценка состояния и перспектив развития сырьевых ресурсов W и Mo за рубежом с учетом роста потребления этих металлов. Тезисы докл. IV Моск. городской конференции молодых ученых. М., 1976.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Зап. Узбекистане. Ташкент, 1958.
- Хамрабаев И. Х. Первичная зональность на некоторых высокотемпературных месторождениях Средней Азии и возможные причины этого явления. В сб. «Конференция проблемы постмагматического рудообразования» т. I, Прага, 1963.
- Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов. Ташкент, 1969.
- Хамрабаев И. Х. О новом типе вольфрамовых руд в Западном Узбекистане. «Узб. геол. журн.», 1972, № 4.
- Хамрабаев И. Х. Земная кора и оруденение Средней Азии. «Металлогения орогенных этапов развития Тянь-Шаня». Ташкент, 1979.
- Хамрабаев И. Х. О вольфрамоносных метасоматитах. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 33, 1980.
- Хамрабаев И. Х., Искандаров Э. Связанная вода и критерии глубинности (фаціальности) интрузивных тел (эксперим. данные). В сб. «Геология и полезные ископаемые Узбекистана», Ташкент, 1964.
- Хамрабаев И. Х., Далимов Т. Н. Фаціальность и основные типы гранитоидных формаций Узбекистана и вопросы их происхождения. В сб. «Итоги петролого-металлогенических исследований», Ташкент, 1974.
- Хамрабаев И. Х., Кустарникова А. А. Некоторые закономерности развития магматизма Узбекистана. «Узб. геол. журн.», 1975, № 5.
- Хамрабаев И. Х., Искандаров Э., Юсупов М. Роль теплообмена в избирательной локализации молибденово-вольфрамовых оруденений в скарновых залежах месторождений Койташ и Лянгар (Зап. Узбекистан). «Изв. геол. журн.», 1974, № 4.
- Хамрабаев И. Х., Мурадов З. М., Ахмеджанов С. Интенсивность жильно-магматических и постмагматических проявлений в эндоконтактах интрузивов — один из важных критериев в оценке перспектив скарново-шеелитовой минерализации. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 29, 1976.
- Хамрабаев И. Х. [и др.]. Минералогические индикаторы и опыт оценки глубинных перспектив скарново-редкометалльных руд на примере месторождений Западного Узбекистана. Тезисы докладов III совещания по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. Л., 1971.
- Хамрабаев И. Х. [и др.]. О теоретических проблемах магматической геологии Средней Азии. В сб. «Проблемы петрологии». М., 1976.
- Хамрабаев И. Х. [и др.]. В кн. «Земная кора и верхняя мантия Средней Азии», М., 1977.

- Хамрабаев И. Х. [и др.]. Опыт локального прогнозирования скрытого вольфрамового оруденения в Западном Узбекистане. Тезисы докладов на Всесоюзном Симпозиуме «Скарны и руды». В сб. «Генетические модели эндогенных рудных формаций», т. 3, Новосибирск, 1981.
- Хитаров [и др.]. Сравнительная характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитовом расплавах. «Геохимия», 1959, № 5.
- Целлер Э. Термолюминесценция карбонатных отложений. В сб. «Ядерная геология», М., 1956.
- Чернышов В. Ф. Некоторые структурные особенности локализации известковых скарнов. «Геол. рудн. месторож.», 1961, № 6.
- Чухров Ф. В. Типоморфизм — важнейшая проблема современной минералогии. В кн. «Типоморфизм минералов», М., 1969.
- Шабынин Л. И. О магнезиально-скарновой рудной формации. В кн. «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндог. м-ний», М., 1966.
- Шабынин Л. И. Формации магнезиальных скарнов. М., 1973.
- Шабынин Л. И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М., 1974.
- Шабынин Л. И. О гранатах известковых скарнов магнезиально-скарновой формации и их парагенезисах. «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 28, 1975.
- Шабынин Л. И. О взаимоотношениях скарнов и оруденения в доломитовых контактах. В сб. «Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии». Ташкент, 1977.
- Шабынин Л. И. О различных совокупностях прогнозно-оценочных и поисковых критериев рудных месторождений в формациях магнезиальных и известковых скарнов. В сб. «Петрология рудоносных метасоматитов». Фрунзе, 1980.
- Шабынин Л. И. О прогнозно-оценочных и поисковых критериях рудных месторождений в магнезиальных и известковых скарнах. «Геол. рудн. месторож.», 1981, № 2.
- Шарапов В. Н. Сб. «Физико-химическая динамика магматизма и рудообразования», Новосибирск, 1971.
- Шарапов В. Н., Леонтьев А. И. Распределение Т и Р по потоку гидротермального раствора, формирующего гидротермальную жилу при дренаже и инфильтрации через пористые стенки трещин. «Геология и геофизика», 1974.
- Шахов Ф. Н. К теории контактовых месторождений. Новосибирск, 1947.
- Шелкопяс В. Н. Термолюминесцентный метод и его применение для стратиграфии плейстоценовых субаэральных отложений. Автореферат докт. дисс., Киев, 1975.
- Шмулевич Г. Д. Интрузивные комплексы гор Каратюбе и основные черты их металлоносности. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1974.
- Шмулевич Г. Д., Шадрин В. Л. Новые данные о геологическом строении и условиях формирования месторождения Каратюбе (Зап. Узбекистан). «Узб. геол. журн.», 1979, № 1.
- Шмулевич Г. Д., Чернышский Ю. А., Шадрин В. Л., Барковская Е. И. Некоторые новые данные о закономерностях формирования шеелитоносных метасоматитов в Зирабулак-Зияятдинских горах. «Узб. геол. журн.», 1981, № 2.
- Шипулин Ф. К. Интрузия и рудообразование. М., 1968.
- Шорин С. Н. Теплопередача. М., 1964.
- Щерба Г. Н. Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата, 1970.
- Эшкин В. Ю., Богданова Г. Н., Персиенен А. А. Термолюминесценция кварца и ее практическое значение. В сб. «Физика минералов и проблемы типоморфизма», Л., 1976.
- Юсупов М., Геолого-физический анализ формирования скарновых тел и избирательной локализации в них вольфрамового оруденения (на основе изучения теплофизических свойств пород месторождений Койташ, Лянгар). Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1977.
- Юсупов М., Искандаров Э. Коэффициенты термического расширения и некоторые вопросы скарнообразования. «Узб. геол. журн.», 1975, № 1.

- Юшкин Н. П. Механические свойства минералов. Л., 1971.
 Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л., 1977.
 Bain G. W. World sources and resources of tungsten «Tvangs Inst. Mining and Metal.» 1980, A—89, Apr. 38—67.
 Bentzen H. Edwin. Sheelite discovery in certain Soapstone deposits in the Blue Ridge of Madison County, North Carol. Econ. Geology, vol. 68, 1973.
 Coleman R. G. Oceanic plagiogranite, Jour. of Geol. Research, vol. 8, N 8.
 Kessler, St. E., Jehns M. L., Walker L. R. Intrusive rocks associated with porphyry copper mineralization in the Island arcas. Econ. Geol., v. 70, N 3.
 Klepper M. R. The Sangdong Tungsten deposits, Southern Korea. Econ. Geol. vol. 52, 1947, 25.
 Ishihara Shunso. Molybdenum—tungsten metallogenic provinces, and their relations to the granitoid provinces. Mining Geol., 1973, 23, N 1.
 Hillier. Ind. Rew., 1972, Canberra, 1974.
 Ho, C. E. Tungsten, Mining Annual Rev., 1973, July, 79.
 Zimmermann W. E. Tungsten. World Commod. Outlook. Ind. r. w. Mater., 1978—1979, Miner. trade notes, 1978, N 9.
 Ho C. E. Tungsten. «Mining Ann. Rev.» 1980, 92—94.
 Scilling D. N. Amax-Kemerton Venture evaluating major tungsten-tin property. Skill. Mining Rev., 1980, 69, N 23, p. 4—18.

УКАЗАТЕЛЬ ИМЕН

- | | |
|---|--|
| Абдуллаев Х. М. 5, 6, 17, 23, 33, 71, 79, 84, 85, 90, 91, 92, 134, 135, 141, 150 | Власов К. А. 95 |
| Абражеев Г. А. 33, 37 | Виноградов А. П. 187 |
| Аваков А. М. 168 | Галкина Л. Л. 137, 138 |
| Азимов П. Т. 119, 133, 134, 136 | Гамалеев И. Е. 119, 129 |
| Лйзенштат И. А. 14, 179 | Гинзбург А. Н. 103 |
| Аполлонов Н. Д. 150 | Годлевский М. И. 22 |
| Арифджанов Г. Х. 150 | Головин А. А. 45 |
| Артыков А. А. 5 | Гарьковец В. Г. 3 |
| Архипович Е. Н. 45 | Григорьев Д. П. 103 |
| Аскаров Ф. А. 119, 135 | Гузанов М. П. 168, 176 |
| Ахмеджанов С. А. 5, 9, 119, 124 | Гулямов А. П. 45 |
| Ахмедов С. 187 | Давыдова К. И. 45 |
| Бабаджанов А. А. 8, 9, 22, 28, 33, 41, 42, 46, 113, 124, 137, 138, 139, 140, 144, 150, 167, 183 | Далимов Т. И. 14 |
| Бабаев К. Л. 33, 119 | Даутов Р. С. 168, 169 |
| Балакина А. С. 5, 65, 84, 119 | Дегтярев Н. Г. 119, 129 |
| Баймухамедов Х. И. 150 | Денисенко В. К. 4, 7, 8, 12 |
| Барковская Е. И. 151, 167 | Денисов С. А. 92, 150 |
| Башинская В. В. 119 | Джамалетдинов Н. К. 5, 119, 168 |
| Беликов Б. П. 22 | Добрецов И. Л. 70 |
| Бетехтин А. Г. 6 | Долгов Ю. А. 56 |
| Беус А. А. 13 | Дударев А. И. 22 |
| Бирюков В. М. 167 | Жабин А. Г. 42, 45, 103 |
| Боболович Г. Н. 56 | Жариков В. А. 12, 63, 85, 93, 155 |
| Богданова Г. Н. 45 | Евзикова Н. З. 93, 94 |
| Быбочкин А. М. 7 | Егоров П. Ф. 168 |
| Вартанова Н. С. 51 | Енгальчев А. М. 150 |
| Василенко В. Б. 45 | Енищева Л. Н. 179, 180, 184, 185, 186, 188 |
| Василевский Б. Ф. 133 | Залесский Б. В. 22 |
| Великанова В. А. 45, 48, 51 | Заревич И. П. 168, 169 |
| Власова Д. К. 75, 100, 102, 103, 150 | Звягинцев Л. И. 22 |
| | Зильберштейн М. Б. 5, 119, 129 |
| | Зиновьева Н. Г. 168 |
| | Золотарев В. Г. 14 |

- Иванов Ю. Г. 4, 7, 80, 103
 Исамухамедов И. М. 133
 Искандаров Э. 7, 9, 14, 15, 17, 18, 19, 22, 134
 Исмаилов М. И. 5, 8, 9, 21, 32, 33, 42, 59, 62, 63, 65, 66, 67, 68, 70, 71, 74, 77, 79, 82, 83, 84, 85, 91, 92, 93, 97, 103, 104, 109, 110, 119, 133, 134, 139, 140, 150, 155, 167, 168, 183.
 Кадик А. А. 15
 Казаков М. Г. 119
 Камцов М. Я. 96
 Капитонов М. Д. 80
 Колмагоров Ю. А. 9
 Комжа Л. К. 119
 Конопов О. В. 45, 80
 Коноков А. А. 167
 Коржинский Д. С. 17, 63, 93
 Коршенико Г. Г. 128
 Королев В. А. 90, 91
 Королева Н. Н. 90
 Королева З. А. 150
 Корсаков В. С. 151
 Косавченко Г. В. 59, 62
 Котова А. В. 71
 Кошелева О. Н. 181
 Красилова Н. С. 42
 Крикунова Л. М. 3, 60, 150, 179, 187
 Крылов Н. Н. 33, 133, 134
 Кудрина М. А. 7, 103
 Куракина Н. Я. 68
 Кучукова М. С. 5, 17, 59, 60, 63, 66, 84, 85, 87, 91, 92, 97, 105, 134, 150, 168, 174, 176, 179, 180, 181, 182, 185, 186, 187.
 Лебедев В. И. 22, 95
 Левшин В. Л. 51
 Лиценмайер Н. В. 85
 Лысаков В. С. 45
 Лян В. А. 179
 Магдиев Р. А. 133, 136
 Максенов В. Г. 45, 48
 Мамонтов Б. Б. 177
 Марфушин А. С. 133
 Миловский А. В. 150
 Мирзакельдиев А. 119
 Можин В. Я. 129
 Моисеенко Ф. С. 10, 11, 51
 Мацокина Т. М. 65
 Мурадов З. М. 9, 22, 28, 124, 168, 179, 180, 181, 182, 186
 Мусаев А. 18, 119
 Мясников В. С. 84, 134, 136
 Назирова Р. И. 10, 11
 Наркулов А. 129
 Насырова Г. И. 5
 Нежинский И. А. 109
 Нестеров И. В. 80
 Нечелюстов Н. В. 84, 91
 Никитина Е. И. 80
 Николаева Э. П. 77
 Николаев В. А. 133
 Нишанов П. Н. 96
 Новак Г. Н. 42
 Новосельский И. Н. 5, 129
 Носенко Т. В. 163, 186, 187, 188
 Нурмаматов О. 30, 42
 Обручев В. А. 6
 Овчинников Л. Н. 18, 22, 45, 48, 51
 Осипов М. А. 22
 Отрошенко В. Д. 3, 4, 5, 7, 97, 150, 179, 180, 186, 187, 188
 Павлов В. А. 16
 Перцев Н. Н. 69, 93
 Плаксина А. Б. 5, 119
 Попенко С. Н. 167
 Попов В. П. 133
 Пузиков В. Н. 189
 Равинская-Июффе Л. И. 116
 Ракчеев А. Д. 45
 Рафиевко Н. И. 14, 62, 97
 Ржевский В. В. 42
 Римская-Корсакова О. М. 65, 133, 134, 135
 Розанов Ю. А. 22
 Руб М. Г. 16
 Румянцев Е. А. 35, 104, 133
 Рундквист Д. В. 109
 Саханенок В. В. 67
 Свидская Л. С. 179
 Сергунькова О. И. 167
 Смирнов В. И. 6, 19, 22
 Смирнов Н. А. 133
 Смирнова Е. Ф. 7, 150, 157, 167, 179
 Смольянинов Н. А. 133
 Соболев В. В. 3
 Соболев В. С. 70, 75
 Солнцев В. П. 80
 Сорокина З. С. 167
 Сотников В. И. 80
 Старостин В. И. 22
 Сушинский Л. С. 150, 180
 Талалов В. А. 186
 Талипов Р. М. 125, 163
 Тарашан А. Н. 45, 51
 Татаринов П. М. 6
 Таусон Л. В. 16, 18
 Тихомиров Е. В. 179
 Троянов М. Д. 33, 104, 133, 134, 135, 140
 Туляганов Х. Т. 22
 Тюрин Л. К. 167, 168
 Укметбаев А. 119, 129
 Усманов Ф. А. 10, 11
 Усов М. М. 14
 Ушаков В. Н. 7, 62, 92, 168, 171, 175, 176, 177
 Ушаков Н. Д. 6, 33, 90, 91, 97, 104, 119, 136, 150, 152, 156, 157, 161, 167, 179, 193
 Фатхуллаев Ш. 22
 Фейгин И. М. 168
 Фридман Н. В. 3
 Халецкая О. Н. 133

Халиков С. М. 179
 Хамидов М. Х. 19
 Хамрабаев И. Х. 3, 5, 7, 8, 9, 10, 13,
 14, 15, 17, 18, 19, 20, 33, 59, 62, 91,
 92, 97, 103, 104, 108, 119, 124, 125,
 133, 134, 136, 139, 140, 143, 148,
 150, 151, 155, 157, 167, 168, 179,
 181, 186, 191
 Хамрабаева З. И. 150
 Хренов В. И. 128
 Цой Р. В. 168
 Чекалюк Э. В. 22
 Чернявский Ю. А. 104
 Чисенко Л. И. 138
 Чикризов Г. С. 133
 Чукарев Е. В. 119
 Чухров Ф. В. 103
 Шабынин Л. И. 7, 33, 59, 63, 70, 71,
 72, 73, 74, 85, 93, 104, 151, 152,
 155, 169
 Шадрин В. Л. 186

Шелковникова Г. Ф. 128
 Шелкопояс В. Н. 45, 46
 Щерба Г. Н. 10
 Шербакова М. Я. 80
 Шехтман А. П. 150
 Шмулевич Г. Д. 59
 Шумаков Ю. В. 133, 135, 179
 Эгамбердиев Ш. Х. 67
 Эшкин В. Ю. 45
 Эшпулатов Я. С. 21, 68
 Юсупов М. 5, 8, 9, 17, 22, 28, 119, 134,
 167
 Юшкин Н. П. 103
 Vain G. W. 3
 Bentzen O. 3
 Bronson O. 19
 Seilling D. N. 4
 Klepper M. R. 62
 Hillier 3
 Ho C. E. 3
 Zimmerman W. E. 3

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Австралия. 3
 Акбайджуман, рудопр. 60.
 Аккурган, рудопр. 60, 61, 64, 65,
 66, 84, 105
 Актау, интр. 14, 15, 17, 21, 134, 135,
 136
 Аксай, рудопр. 183, 185, 187, 192
 Алтыаул, рудопр. 108
 Алтынказган, рудопр. 108
 Бахыльтау, хр. 133, 134, 135, 193
 Битау, р-н. 133
 Великобритания. 3
 Водораздельный, уч-к (м-ние Лянгар).
 83, 87, 133, 134, 135, 137, 143, 148,
 149, 150
 Восточный, уч-к (м-ние Койташ). 87,
 121, 148, 173
 В. Урал, р-н. 4
 Джин, рудопр. 60, 61, 64, 65, 66, 74,
 105, 108, 157, 159, 160, 161
 Джайлау, уч-к (м-ние Койташ). 120
 Джузумли, рудопр. 97
 Дунётепе, уч-к (м-ние Койташ). 108,
 125, 127, 129, 145
 Западный, уч-к (м-ние Лянгар). 83,
 87, 133, 134, 143, 146, 148
 Зирабулак-Зиаэтдин, р-н. 61, 63, 82,
 83, 133
 Зап. Узбекистан, р-н. 82, 83, 85, 87,
 89, 91, 94, 96, 103, 110, 112, 113
 Икар, м-ние (Центр. Памир). 12
 Ингичка, м-ние. 5, 6, 7, 53, 59, 60, 61,
 62, 64, 65, 66, 68, 69, 72, 74, 75, 76,
 79, 82, 83, 84, 86, 88, 89, 90, 91, 92,
 94, 95, 97, 98, 99, 100, 101, 102, 104,
 105, 108, 111, 113, 114, 115, 118,

119, 150, 151, 152, 153, 154, 155,
 156, 157, 158, 159, 160, 163, 192,
 193
 Казанбулак, рудопр. 108,
 Кальтасай, рудопр. 60, 61, 64, 65, 74,
 78, 83, 84, 105, 108
 Калифорния. 3
 Камангаран, рудопр. 60, 64, 66, 168
 Канада. 3, 35
 Каратюбе, м-ние. 5, 7, 21, 60, 62, 63,
 64, 74, 75, 82, 86, 87, 92, 100, 107,
 111, 119, 179, 180, 181, 182, 183,
 184, 185, 186, 187, 188, 189, 192, 199
 Каттасай, уч-к (м-ние Ингичка). 108
 Каттасай-Джин, р-н. 163, 164, 168
 Кызылалмасай, м-ние. 77, 173, 178
 Койташ, м-ние. 5, 7, 15, 18, 21, 35, 37,
 46, 55, 56, 58, 59, 61, 62, 69, 75, 76,
 80, 82, 83, 84, 86, 91, 92, 94, 95, 97,
 100, 104, 107, 108, 109, 111, 119,
 120, 121, 122, 123, 125, 127, 129,
 132, 140, 143, 148, 149, 157, 158,
 162, 163, 164, 177, 192
 Койташ—Угат, уч-к (м-ние Койташ)
 15, 16, 83, 123, 125, 126, 145
 Кошрабад, интр. 16
 Кудукча, интр. 105
 Кукбулак, уч-к. (м-ние Койташ). 120
 Кумбель, м-ние. 92
 Кузнецкий Алатау, р-н. 62, 63, 97
 Кызкурган, рудопр. 82, 108
 Лапас, рудопр. 97
 Лянгар, м-ние. 5, 7, 36, 37, 38, 39, 43,
 47, 48, 51, 56, 57, 59, 60, 61, 62, 63,
 64, 65, 66, 69, 71, 74, 75, 78, 80,
 82, 83, 86, 90, 91, 92, 94, 95, 97,

- 104, 107, 111, 119, 133, 134, 136,
139, 140, 143, 144, 145, 146, 148,
149, 150, 162, 192, 193,
Майзак, рудопр. 60, 61, 74, 84, 105,
109
Майхура, м-ние. 86
Мискан, рудопр. 83
Моголтау, хр. 86
Намбия. 3
Нурата, хр. 62, 82, 83, 86, 119
Плимут, м-ние (Великобритания). 3
Рабинджан, рудопр. 82, 83, 84, 108
Саганаксай, уч-к (м-ние Койташ).
128, 129, 130
Сазаган, рудопр. 60, 139
С. Кавказ, хр. 4
Сангдонг, м-ние (Юж. Корея), 62, 63
С-В Моголтау, р-н. 124
Сарыдукеи, интр. 21
Сарыкуль-Аксай, рудопр. 181, 182,
183, 184, 186, 189, 190
Сарытау, м-ние. 62
Северный, уч-к (м-ние Лянгар). 146,
149
Сёрлз м-ние (Калифорния). 3
США 3
Хасантепе, рудопр. 60, 108
Хаузбулак, надвиг. 55
Туракуль, рудопр. 193
Тым, м-ние. 60, 61, 64, 65, 66, 74, 77,
82, 84, 108
Тым-Кальтасай, полоса (м-ние). 105,
108, 109, 175
Тырнауз, м-ние. 62, 97
Тутексай, уч-к (м-ние Лянгар). 133
Тыллягульсай, рудопр. 66, 82, 83, 84,
108
Угат, м-ние. 61, 80, 82, 83, 108, 120,
129, 130, 131,
Хаузбулак, уч-к (м-ние Койташ). 108
Центральный, уч-к (м-ние Койташ).
129, 130, 131, 145, 163, 164, 165
Чакылкалян, хр. 61, 63, 82, 84, 89,
168, 177
Чаткал, рудопр. 94
Чаштепа, рудопр. 59, 83, 84, 86, 108
Чангаллы, рудопр. 68, 151, 164
Чарух-Дайрон, м-ние. 86, 87, 104, 124
Чуюнь, рудопр. 61, 69, 84
Шар-Шар, рудопр. 97
Шурали, уч-к. 86
Ю. Букантау, р-н. 111
ЮЗ Нуратау, р-н. 133
Ю. Тянь-Шань, хр. 3
Янгаклы, интр. 133
Яхтон, м-ние. 5, 59, 60, 61, 64, 65, 66,
69, 74, 82, 83, 84, 86, 87, 91, 104,
105, 108, 109, 111, 119, 167, 168, 169,
170, 171, 173, 174, 177, 192

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (И. Х. Хамрабаев)	3
Глава I. Изученность проблемы (И. Х. Хамрабаев)	6
Глава II. Регионально-геологические, геофизические и геохимические критерии вольфрамоносности отдельных регионов (секторов) земной коры (И. Х. Хамрабаев)	9
Связь вольфрамоносности регионов с особенностями их глубинного строения и состава	9
Связь вольфрамоносности с историей геологического развития регионов	11
Геохимические аспекты вольфрамоносности	12
Глава III. Петрологические факторы формирования и критерии прогноза вольфрамового оруденения (И. Х. Хамрабаев, Э. Искадаров)	13
Фациальность и формационная принадлежность как факторы постмагматической продуктивности гранитоидов	14
Морфология и размеры интрузивных тел	19
Характер и интенсивность контактового метаморфизма и метасоматизма	20
Глава IV. Петрографические параметры рудовмещающей среды как факторы формирования и критерии прогноза вольфрамового оруденения	21
Физические свойства рудовмещающих пород (Э. Искадаров)	21
Теплофизические свойства	23
Плотностные параметры пород и руд	28
Электрические и магнитные параметры	30
Структурные особенности карбонатных пород как критерий прогноза (А. А. Бабаджанов)	32
Упругие свойства	40
Термолюминесцентные особенности контактовых мраморов	45
Декрепитационные особенности карбонатных пород	52
Глава V. Минералого-геохимические и петрографические факторы локализации и критерии прогноза	59
Типы вольфрамовых руд и их типоморфные минералы (М. И. Исмаилов)	59
Минералого-геохимические и кристаллохимические факторы	85
Петрографические факторы и критерии	96
Минералогические оценочные критерии	103
Типоморфные особенности аподолмитовых кальцитовых мраморов как критерий формационной принадлежности рудных тел и их прогноза (А. А. Бабаджанов)	112
Глава VI. Опыт изучения факторов скрытого вольфрамового оруденения и критериев оценки перспективных площадей (на примере отдельных рудных полей)	119
Койташское поле (И. Х. Хамрабаев, Э. Искадаров)	119
Лянгарское поле (А. А. Бабаджанов, М. И. Исмаилов)	133
Ингичкинское поле (М. И. Исмаилов, А. А. Бабаджанов)	150
Яхтонское поле (М. С. Кучукова, З. М. Мурадов)	167
Каратюбинское поле (М. С. Кучукова, З. М. Мурадов)	179
Заключение (И. Х. Хамрабаев)	191
Литература	194
Указатель имен	204
Географический указатель	206

Цена 2 р. 10 к.

5053

